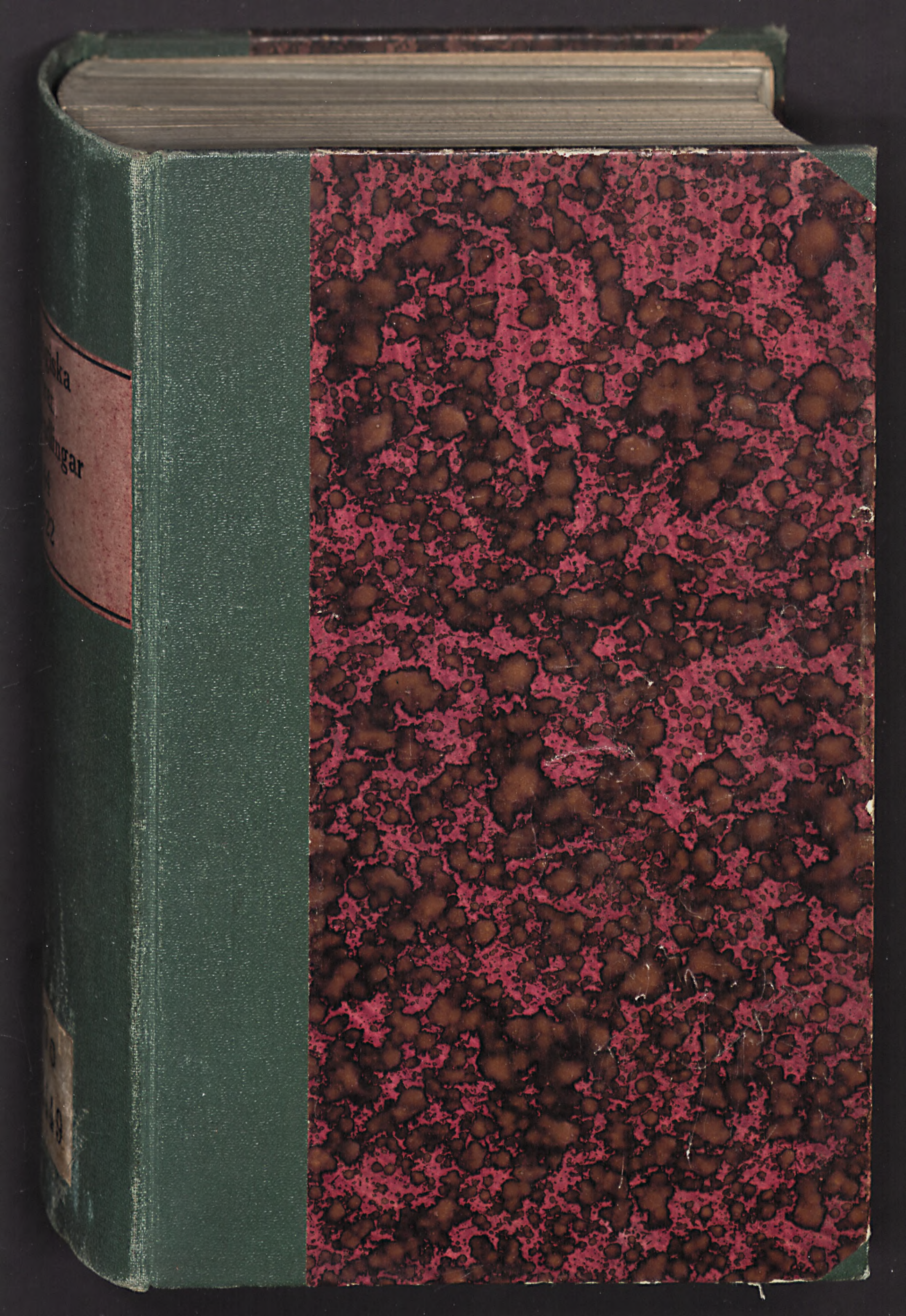



Geologiska
Fören.
Förhandlingar
44
1922


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGJI


BIBLIOTHEK

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

FYRTIOFJÄRDE BANDET

(ÅRGÅNGEN [illegible])

[illegible]

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

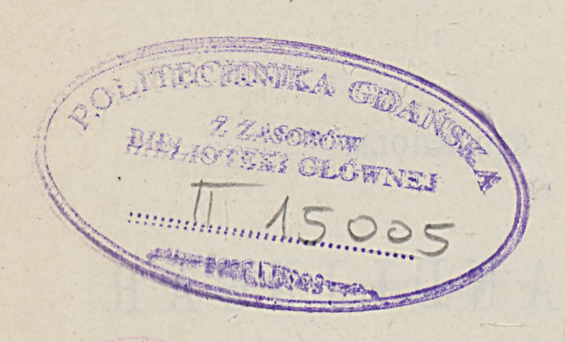
STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

FYRTIOFJÄRDE BANDET

(ÅRGÅNGEN 1922)

STOCKHOLM 1922
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
220270


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15005


BIBLIOTHEK


Bücherei
der Techn. Hochschule
Danzig

GEOLOGISKA FÖRENINGEN

I

STOCKHOLM



Jan. 1922.

Styrelse:

Professor HELGE BÄCKSTRÖM Ordförande.
Professor PERCY QUENSEL Sekreterare.
Fil. Dr K. E. SAHLSTRÖM Skattmästare.
Professor P. J. HOLMQUIST
Statsgeologen R. SANDEGREN.

Förste Ledamot:

H. K. H. KRONPRINSEN.

Korresponderande Ledamöter:

Anm. Siffrorna angiva årtalet för inval som Korresp. Ledamot.

Adams, Frank D. Ph. Dr, Professor. 11 .... Montreal.
Barrois, Ch. Professor. 11 .... Lille.
Becke, F. Dr, Professor. 16 .... Wien.
Brückner, E. Dr, Professor. 11 .... Wien.
Chamberlin, Th. C. Professor. 21 .... Chicago.
Geikie, Sir Archibald, Dr, F. d. Chef för Storbritanniens Geolog. Undersökning. 89 .... Haslemere, Surrey.
Groth, P. Dr, Professor. 89 .... München.
Heim, A. Dr, Professor. 11 .... Zürich.
Jækel, Otto, Dr, Professor. 21 .... Greifswald.
Kayser, Emanuel, Dr, Professor. 16 .... München.
Kemp, J. F. Professor. 11 .... New York.
Lacroix, A. Dr, Professor. 16 .... Paris.
Lindgren, W. Professor. 14 .... Boston.
Penck, Alb. Dr, Professor. 11 .... Berlin.
Teall, J. J. H. F. d. Ch. f. Storbr. Geol. Und. 03 London.
Termier, P. Chef för Frankrikes Geol. Unders. 21 Paris.
Tschermak, G. Dr, Professor. 03 .... Wien.
Walcott, Ch. D. Professor. 11 .... Washington
Weber, C. Dr, Professor. 14 .... Bremen.
Woodward, A. Smith. Dr. 16 .... London.

Ledamöter:

Anm. 1. Tecknet * utmärker *Ständiga Ledamöter* (jfr stadgarna, § 8).
2. Siffrorna angiva årtalet då Ledamot i Föreningen inträtt.

Abenius, P. W. Fil. Dr, Rektor. 86 .... Örebro.
Afzelius, K. Fil. Lic. 10. Dalagatan 40 .... Stockholm.
Ahlmann, H. W:son. Fil. Dr, Docent. 10 .... Uppsala.
Ahlström, N. Fil. Kand., Läroverksadjunkt. 19 .... Borås.
Alarik, A. L:son. Bergsingenjör. 03 .... Sikfors.
*Alén, J. E. Fil. Dr, Stadskemist. 82 .... Göteborg.
Alexanderson, Sophie-L. Lärarinna. 12. Riddareg. 21 Stockholm.
Almgren, O. Fil. Dr, Professor. 07 .... Uppsala.
Almquist, E. Fil. Mag. 14 .... Kåbo, Uppsala.
Alsén, N. Fil. Kand., Lärov.-adj. 19. Skeppareg. 53 Stockholm.
Aminoff, G. Fil. Dr., Doc. 03. Stockh. Högskola Stockholm.
*Andersson, Gunnar, Fil. Dr, Professor. 87 .... Djursholm.
Andersson, J. G. Fil. Dr, Professor. 91 .... Peking.
Anrick, C. J. Fil. Dr., Sekr. hos Sv. turistför. 16. Stockholm 7.
Antevs, E. V. Fil. Dr, Doc. 14. Stockh. Högskola Stockholm.
Arnborg, John, Fil. Kand. 20. St. Johannesg. 9 B Uppsala.
Arnell, K. Fil. Dr., Överingeniör. 81 .... Stockholm.
Arninge, G. Fil. Lic., Rektor. 11 .... Stenstorp.
Arrhenius, O. Fil. Dr. 19. Gamla Haga .... Stockholm.
Arrhenius, S. Fil. Dr, Professor. 00 .... Experimentalfältet.
Askelöf, N. Fil. Stud. 12 .... Uppsala.
Asklund, B. Fil. Lic. 17. Sv. geol. unders. .... Stockholm 50.
Asplund, C. Bergmästare. 95 .... Luleå.
Asplund, E. Fil. Mag. 14. St. Johannesg. 22 .... Uppsala.
Assarsson, G. Fil. Lic. Assistent v. Sv. geol. und. 20. Stockholm 50.

*Backlund, H. Fil. Dr., Professor. 08 .... Åbo.
Backman, A. L. Fil. Dr, Forstmästare 15 .... Grankulla, Finland.
Baeckström, O. Fil. Lic. 10. Malmskillnadsg. 41 B III Stockholm.
Bårdarson, G. G. Gårdsägare. 10. Akureyri .... Island.
Bendz, A. Fil. Kand., Ingenjör. 20 .... Kristianstad.
*Benedicks, C. A. F. Fil. Dr, Prof. 95. Stockh. Högsk. Stockholm.
Bengtson, E. J. Fil. Kand., Ingeniör. 06 .... Tjärnäs.
Bengtson, S. Agronom. 19 .... Sigtuna.
Bergeat, A. Fil. Dr., Professor. 02. Schwanenweg 20 Kiel.
Bergendal, Å. Bergsingeniör. 16 .... Striberg.
*Berghell, H. Fil. Dr, Statsgeol. 92. Geol. kom. .... Helsingfors.
Bergman, A. Direktör. 12. Drottningg. 3 .... Stockholm.
Bergman-Rosander, Bertha, Fil. Kand. 05 .... Härnösand.
Bergquist, J. A. Folkskollärare. 17 .... Enskede.
Bergström, A. Bruksägare. 16 .... Trosa.
Bergström, E. Fil. Dr. 10 .... Djursh.-Danderyd.
Bergström, G. Bergsingenjör. 13 .... Djursholms-Ösby.

Birger, S. Med. Lic. 11. Grevturegatan 3 .... Stockholm.
Björlykke, K. O. Fil. Dr, Prof. Landbrugshöiskolen. 00 Aas, Norge.
Blankett, H. Industriråd. 96 .... Grankulla, Finland.
Blomberg, E. Bergsingenjör. 98. Nygatan 74 ...... Örebro.
Bobeck, O. Fil. Kand., Rektor. 97 .... Eslöv.
Bodman, G. Fil. Dr., Professor. 18. Ch. tekn. inst. Göteborg.
Bohlin, B. Fil. kand. 21. Sysslomansg. 24 .... Uppsala.
Bonnema, J. H. Fil. Dr., Professor. 05 .... Groningen.
Booberg, G. Fil. Mag. 19. Sv. mosskulturföreningen. Jönköping.
*Borgström, L. H. Fil. Dr., Prof. 01. Museig. 3 Helsingfors.
Brenner, Th. Fil. Kand. 14. Engelplatsen 21 ...... Helsingfors.
Brinell, J. A. Fil. Dr, Överingeniör. 08 .... Nässjö.
Broomé, Birgit, Fil. Kand. 19. Hantverkareg. 10. Stockholm.
Brunnberg, K. G. Disponent. 94 .... Persberg.
Brünnich-Nielsen, K. Dr. Phil. Överläkare. 18. Amagerbrogade 129 .... Köpenhamn.
Brögger, W. C. Fil. Dr, Professor. 75 .... Kristiania.
Bugge, Carl. Fil. Dr, Direktör för Norges geol. undersökelse. 21 .... Kristiania.
Bygdén, A. O. B. Fil. Dr, Assistent. 05 .... Experimentalfältet.
*Bäckström, H. Fil. Dr, Professor. 85. *Föreningens ordförande* .... Djursholm.
Böggild, O. B. Professor. 21. Østervoldg. 7 .... Köpenhamn.

Caldenius, C. Fil. Lic. 08. Radhusen 22 .... Äppelviken.
Callisen, Karen, Assistent. 21. Østervoldgade 7 ... Köpenhamn.
*Cappelen, D. Cand. Min., Verksägare. 85 .... Holden, Skien.
Carlborg, H. Bergsingeniör. 10. Grevtureg. 9 ...... Stockholm.
Carlgren, M. Jägmästare. 14 .... Umeå.
Carlgren, W. Disponent. 94 .... Sala.
Carlheim-Gyllenskiöld, K. Fil. Mag. 13 .... Kungsbacka.
Carlheim-Gyllenskiöld, V. Fil. Dr, Prof. 20. Sib.-g. 22. Stockholm.
Carlson, A. Bruksägare. 85 .... Filipstad.
*Carlson, S. Fil. Dr, Bergsingeniör. 94. Baggås ...... Saltsjöbaden.
Carlsson, G. A. Fil. Dr, Rektor. 71. Stureg. 38 ... Stockholm.
Carlsson, L. C. Direktör. 06. Wahrendorffsg. 48 ... Stockholm.
Carstens, C. W. Cand. Min., Docent. 19 .... Trondhjem.
Christianssen, B. Bergsingenjör. 17 .... Stockholm.
Claëson, G. Bergsingenjör. 11 .... Bjuv.
Claesson, O. Folkskollärare. 19. Folkungagatan 46 Stockholm.
Clément, A. Direktör. 99. Ceresvej 2 .... Köpenhamn.
Cleve-Euler, Astrid, Fil. Dr. 20 .... Skoghall.
Credner, R. W. Cand. geol. 19. Kisselgasse 1 ...... Heidelberg.
Curtz, O. J. Bergsingenjör. 93 .... Höganäs.

Dahlblom, L. E. T. Bergmästare. 90 .... Falun.
Dahlgren, B. E. Disponent. 92 .... Persberg.
Dahlin, Gertrud, Fil. Stud. 20. Skolgatan 18 ... Uppsala.
Dahlstedt, F. Fil. Mag., Lektor. 10 .... Djursholm.
Dahlström, J. R. Gruvingenjör, Förvaltare. 92 .... Fagersta.

Dahlström, Elis, Fil. Stud. 21. Stockh. högskola .. Stockholm.
Deecke, W. Fil. Dr, Professor, Chef för Badens Geol. Undersökning. 95. Erwinstrasse 37 .... Freiburg i Ba.
*De Geer, Ebba, Professorska. 08. Rådmansg. 67.. Stockholm.
*De Geer, G. Frih., Fil. Dr, Prof. 78. Stockh. Högsk. Stockholm.
*De Geer, S. Frih., Fil. Dr, Doc. 08. Stockh. Högsk. Stockholm.
Dellwik, A. Bergsingenjör, Disponent. 92 .... Dannemora.
Du Rietz, G. E. Fil. Dr, Docent. 14. Växtb. inst. Uppsala.
Du Rietz, H. Civilingenjör. 16. Sandvik .... Stockholm 1.
Dusén, P. Fil. Dr, Ingenjör. 88 .... Sköldinge.

von Eckermann, Harry, Fil. Lic., Överingenjör. 20 Ljusne.
Ekblom, Tore, Fil. Stud. 20. Kyrkogårdsgatan 25 Uppsala.
Ekelöf, Gösta, Fil. Dr, Rektor. 20. Domnarvet ... Borlänge.
Eklund, Josef, Fil. Stud. 19. Kungsgatan 12 ...... Uppsala.
Ekman, A. Landshövding. 96 .... Mariestad.
Ekstam, Th. Bergsingenjör. 19 .... Rämshyttan.
Ekström, G. Fil. Lic. 14. Sv. geol. unders. .... Stockholm 50.
Ekwall, P. I. Konsulent. 14. Nyby gård .... Uppsala.
Elles, Gertrude L. Miss. 96 .... Cambridge.
Engberg, H. Fil. Lic. 16 .... Karlstad.
Enquist, F. Fil. Dr, Docent. 05 .... Uppsala.
Envall, E. G. Fil. Kand. 12 .... Örnsköldsvik.
Erdmann, E. Fil. Dr, F. d. Statsgeolog. 71. Stadsg. 8 Stockholm.
Erdtman, G. Fil. Dr. 18. Kronobergsgatan 15 A. Stockholm.
Ericsson, N. A. Disponent. 98 .... Lesjöfors.
Eriksson, K. Fil. Dr, Läroverksadjunkt. 08 .... Skara.
Eriksson, J. V. Fil. Dr, Förste statshydrograf. 13 ... Stockholm 2.
Eskola, P. Fil. Dr. Docent 10. Univ. min. inst. ... Helsingfors.
Essén, K. M. Fil. Dr., Lärov.adj. 11. Odeng. 12 A Uppsala.

Fagerberg, G. Bergsingenjör. 03 .... Malmberget.
Falk, C. A. Ingenjör. 10. Hantverkargatan 11 ...... Stockholm.
Faxén, L. Fil. Kand. 18. Vretgränd 3 .... Uppsala.
Fegræus, T. Fil. Dr. 76. Lilla Adolfsberg .... Visby.
v. Feilitzen, H. Fil. Dr, Professor. 98 .... Experimentalfältet.
*Fellenius, Wolmar, Professor. 20. Valhallavägen 83. Stockholm.
von Fieandt, A. Fil. Kand., Ingenjör. 11 .... Stråssa-Kårberg.
*Fischer, H. Oberdirektor. 00 .... Freiberg.
Flensburg, V. P. Ingenjör. 12 .... Kulladal.
Flink, G. Fil. Dr. 83 .... Älfsjö.
Flodkvist, Herman, Förste jordbrukskonsulent. 20 Örebro.
Florin, R. Fil. Lic., Assistent. 19 .... Stockholm 50.
*Forsberg, Axel, Direktör. 21. Narvavägen 32 .... Stockholm.
Forsman, S. M. Fil. Kand., Lärov.-adj. 11. Blåsbov. 6 Västerås.
Fredman, G. Fil. Mag., Torvassistent. 13 .... Stockholm.
*Fridborn, D. Fil. Kand. 12. Fågelö .... Torsö.
Fritjofsson, H. Fil. Kand. 19 .... Bollstabruk.
*Frosterus, B. Fil. Dr, Statsgeolog. 92. Geol. kom. Helsingfors.
Frödin, G. Fil. Dr, Docent. 10. Storgatan 8 ...... Uppsala.

Frödin, J. O. H. Fil. Dr, Doc. 10. Magn. Stenb.-g. 4 Lund.
Frödin, O. Fil. Dr, Antikvarie. 11 Stockholm 15.
Fröman, K. G. L. Fil. kand., Gruvgeol. 17. Bergslaget Falun.
Funkquist, H. Fil. Dr. Professor. 10 Alnarp, Åkarp.
Furuskog, Jalmar, Fil. Lic., Rektor. 20 Filipstad.

Gavelin, A. O. Fil. Dr, Överdirektör o. Chef f. Sv. geol. unders. 98 Stockholm 50.
Geijer, P. A. Fil. Dr, Docent, Statsgeolog. 05 Djursholm.
Gertz, O. D. Fil. Dr, Docent, Lektor. 10 Lund.
*Gjuke, G. Bergsingenjör. 03 Trälleborg.
Goldschmidt, V. M. Fil. Dr, Prof. 11. Min. inst. Kristiania.
Grafström, B. Bergsingenjör. 19 Koskullskulle.
Granlund, E. Fil. Kand., Assistent vid Sv. geol. und. 17 Stockholm 50.
Granström, C. G. Bergsingenjör. 10 Långnäs, Tjärnäs.
Granström, G. A. Direktör. 79. Kaptensgatan 11 Stockholm.
Grauers, H. Fil. Dr, Prof., Rekt. f. Chalm. tekn. inst. 14 Göteborg.
Gröndal, G. Fil. Dr, Ingenjör. 04 Djursholm.
Grönwall, K. A. Fil. Dr, Professor. 92 Lund.
Gumælius, T. H. Disponent. 97 Kärrgruvan.
Gummesson, P. E. Bergsingenjör. 18 Idkerberget.
Gustafsson, J. P. Fil. Stud. 99 Dädesjö.
Gyllenberg, C. A. F. Fil. Kand. 10. Off. slakthuset Malmö.
Gürich, G. Fil. Dr, Professor. 12. Lübeckerthor 22 Hamburg.
Gårde, H. Bergsingenjör. 19 Malmberget.
Gärdin, Sven, Teknolog. 21. Torsg. 23 Stockholm.

*Hackman, V. Fil. Dr. 92. V. Henriksgatan 20 Helsingfors.
*Hadding, A. R. Fil. Dr, Docent. 10 Lund.
Haglund, E. Fil. Dr, Byrådirektör. 03. Tomtebog. 20 Stockholm.
Halden, B. E. Fil. Dr, Lekt. v. Skogshögskolan. 12 Experimentalfältet.
Hallberg, E. G. Fil. Kand., Gruving. v. Bergsstaten. 92 Falun.
Halle, T. G. Fil. Dr, Professor. 05 Stockholm 50.
Hamberg, A. Fil. Dr, Professor. 88 Uppsala.
Hammarskiöld, A. Kapt., Gruving. 79. Järnbrog. 10 A Uppsala.
Hannerz, A. Fil. Kand. 10 Ursviken.
Hansson, S. Köpman. 03. Kommendörsg. 7 Stockholm.
*Harder, P. Fil. Dr, Docent. 07. Østervoldgade 7 Köpenhamn.
Harvey, G. Peel, Civiling., Dir. 18. Østerbrogade 40 Köpenhamn.
Hasselroth, Axel, Byrådirektör. 20 Stockholm.
Hausen, H. Fil. Dr. 10. Brändö Helsingfors.
Hedberg, N. Direktör. 94 Grängesberg.
Hede, J. E. Fil. Lic. 12. Sv. geol. unders. Stockholm 50.
Hedin, Sven, Fil. Dr, Geograf. 87 Stockholm.
Hedlund, A. F. Bergmästare. 01 Ramlösa.
Hedman, A. Direktör. 97. Östermalmsgatan 59 Stockholm.
Hedström, H. Fil. Lic., Statsgeolog. 88 Djursholm.
Hedvall, K. O. Fil. Mag. 20 Funäsdalen.
Hellbom, O. Fil. Lic., Lektor. 94 Härnösand.
Hellsing, G. Fil. Dr. 94 Hidingebro.

Hemmendorff, E. Fil. Dr, Lektor. 06. Walling. 13 Stockholm.
Hemming, A. Bergsingenjör. 09 Stockholm.
*Hemming, T. A. O. Ingenjör. 06 Eslöv.
Henricsson, Y. Bergsingenjör. 17. Östermalmsg. 86 Stockholm.
Herlenius, A. Kabinettskammarherre, Disp. 08 Uddeholm.
*Herlin, R. Fil. Dr, Forstmästare. 93 Kervo. Finland.
Hesselman, H. Fil. Dr, Professor. Förest. för Statens Skogsförsöksanstalts naturvet. avdeln. 07 Djursholm.
Hintze, V. Museumsinspektör. 90. Valby Köpenhamn.
Hiortdahl, Th. Professor. 74 Kristiania.
Hoel, A. Cand. Real., Statsgeol. 10. Min.-geol. mus. Kristiania.
*Hoffstedt, H. Bergsingenjör. 85 Stockholm.
Hofman-Bang, O. Fil. Dr, Professor. 02 Ultuna, Uppsala.
Holm, G. Fil. Dr, Professor. 76 Stockholm 50.
Holmquist, P. J. Fil. Dr, Prof. 91. *Styrelseledamot* Djursholm.
Holmsen, G. Fil. Dr. Statsgeolog. 17. Vettakollen Kristiania.
Holtedahl, O. Fil. Dr, Prof. 17. Univ. min. mus. Kristiania.
*Homan, C. H. Ingenjör. 89 Kristiania.
Huldt, K. Direktör. 94. Bantorget 18 Stockholm.
Hägg, R. Fil. Lic., Assistent. 00 Stockholm 50.
Härdén, P. Ingenjör. 04. Villagatan 22 Stockholm.
Högbom, Alvar, Fil. Lic., Bitr. Statsgeolog. 15 Stockholm 50.
Högbom, A. G. Fil. Dr, f. d. Professor. 81 Uppsala.
Högbom, Bertil, Fil. Dr. 10 Djursholm.
Högbom, Ivar, Fil. Lic. 18 Uppsala.
Hörner, N. G. Fil. Kand. 18. Sysslomansg. 31 Uppsala.

Isberg, O. F. A. U. Fil. Lic., Amanuens. 14. Geol. inst. Lund.

Jakobowsky, Elsa, Fil. Kand. 19. Trädgårdsg. 12 Uppsala.
*Jessen, A. Cand. Polyt., Statsgeol. 92. Gammelmönt 14 Köpenhamn.
Jessen, K. Dr Phil. Afd.-geol. 14. Gammelmönt 14 Köpenhamn.
Johansson, H. E. Fil. Dr, Bergsing., Statsgeol. 03 Stockholm 50.
Johansson, J. L. Fil. Dr, Lekt. 88. Erik Dahlbergsg. 27 C Göteborg.
*Johansson, K. F. Bergsingenjör. 02 Hedemora.
Johansson, Simon, Fil. Dr, Statsgeolog. 11 Stockholm 50.
Jonson, P. A. Bergsingenjör, Intendent. 97 Falun.
Jungner, J. G. Bergsingenjör. 89 Silfverhöjden.

Kalkowsky, E. Fil. Dr, Prof. 85. Nürnbergerstrasse 48 Dresden.
*Kallenberg, S. K. A. Fil. Dr. 08. Tekn. högsk. Stockholm.
*Kaudern, W. Fil. Dr. 08 Stockholm.
Keilhack, K. Fil. Dr, Professor. 84 Berlin.
Keiller, D. Bruksägare. 86. Valhallavägen 83 Stockholm.
Kempe, J. Disponent. 07 Ludvika.
Kempff, S. Statens Lantbruksingenjör. 96 Umeå.
Khennet, H. K. Fil. Kand., Teknolog. 19 Stockholm.
Kiær, J. Fil. Dr, Professor. 02. Bygdö Allé 98 Kristiania.
Killig, Franz, Dr Phil. 20 Degerhamn.
Kjellberg, B. Bergmästare. 03. Kungsgatan 68 Stockholm.

Kjellmark, K. Fil. Dr, Folkskoleinspektör. 94 .... Växjö.
*Kleen, N. Civilingeniör. 93 .... Valinge, Stigtomta.
Klintberg, M. Fil. Dr, F. d. Lektor. 08 .... Visby.
Klockmann, F. Fil. Dr, Prof. Techn. Hochschule. 84 Aachen.
Knabe, C. A. Fil. Mag. 98 .... Gamla Karleby.
Kofoed, E. Bankassistent. 13. Handelsbanken .... Odense.
Kolderup, C. F. Fil. Dr, Professor. 15 .... Bergen.
Kolderup, N. H. Amanuens. 21. Museum .... Bergen.
Krantz, J. E. Bergsingenjör. 99 .... Malmberget.
Krause, P. G. Fil. Dr, Prof. 11. Invalidenstrasse 44 Berlin.
Kurck, C. Fil. Dr. Frih. 75 .... Lund.
Köhler, Alex. Cand. Phil. 20. Hauptstrasse 69 ... Wien.

Lagerheim, G. Fil. Dr, Professor. 97 .... Djursholm.
*Lagrelius, A. Ingenjör, Överintendent. 03 .... Stockholm 3.
Laitakari, A. Fil. Mag. Assist. 14. Geol. min. inst. Helsingfors.
Lannefors, N. A. Bergsingenjör. 19. Strömgatan 13 Nyköping.
Landegren, C. A. Teknolog. 19 .... Riddarhyttan.
Larson, A. Gruvingenjör. 85 .... Nora.
Larsson, E. Bergsingenjör. 97. Karlbergsvägen 36 A Stockholm.
*Lehmann, J. Fil. Dr, Professor. 86 .... Kiel.
Lenander, A. Direktör. 17. Drottninggatan 11 .... Stockholm.
Lidén, R. Fil. Lic. 06 .... Stockholm.
Liljevall, G. Tecknare vid Riksmuseum. 07 .... Stockholm 50.
Lindberg, H. Fil. Dr, Int. v. Bot. Mus. 95. Bergsg. 20 Helsingfors.
Lindqvist, S. Fil. Dr, Docent. 10 .... Stockholm 15.
Lindroth, G. Fil. Dr, Disponent. 12 .... Dala-Finnhyttan.
Lindskog, E. G. Fil. Kand. 21. Trädgårdsg. 10 ... Uppsala.
Lithberg, N. Fil. Dr, Professor. 13. Nord. Museet. Stockholm.
Ljunggren, C. J. F. Konsul. 10 .... Djursholm.
Ljungner, Erik, Fil. Kand. Kyrkogårdsgatan 5 ..... Uppsala.
Lohmander, Hans, Amanuens. 21. Stenbocksg. 4 Lund.
Looström, A. R. Fil. Lic., Assistent. 06. Tekn. högsk. Stockholm.
Lundberg, H. Bergsingenjör. 18. Vintervägen 35. Råsunda.
Lundberg, S. E. Bergsing. 19. Sv. Diamantb.-b.-A.-B. Stockholm.
Lundblad, E. Fil. Kand., Lärov.-adjunkt. 06 .... Skara.
Lundbohm, Hj. Fil. Dr, Disponent. 80 .... Stockholm.
Lundell, G. Chef för Aktiebol. Lundells maskinaffär. 94 Kållered.
Lundgren, B. H. Ingeniör. 10 .... Nyvång.
Lundquist, M. Kartredaktör hos A.-B. Centraltryckeriet. 19 .... Stockholm.
*Lundqvist, E. Disponent. Blasieholmstorg 11 .... Stockholm.
Lundqvist, G. Fil. Lic. 17. Sv. geol. unders. .... Stockholm 50.
Löfgren, J. G. Fil. Stud. 20. Odengatan 14 ...... Uppsala.
Löwenhielm, H. Bergsingeniör. 12 .... Krylbo.

*Madsen, V. Fil. Dr, Direktör för Danmarks Geol. Unders. 89. Kastanievej 10 .... Köpenhamn.
Magnusson, J. Herman, Ingenjör. 21. Fredsg. 10 Stockholm.
Magnusson, N. Fil. Lic., Bitr. Statsgeolog. 17 .... Stockholm 50.
Makinsen, W. D. Civilingenjör. 98 .... Myresjö, Bjädesjö.

Malaise, R. Fil. Kand. 19 Stockholm.
Malling, C. Läkare. 14. Kastellvej 21 Köpenhamn.
Malmström, C. Fil. Lic. 10. Scheeleg. 8 Stockholm.
Mc Robert, Lady Rachel, B. Sc. 20. Colney Park. St. Albans. Herts. (England).

Meier, Otto, Cand. phil. 20. Geol. Inst. Wien.
Melin, R. Fil. Lic. 19. Statshydrograf Stockholm 2.
*Miers, Sir Henry A. Vice Chancellor of University. 94 Manchester.
Milch, L. Fil. Dr, Professor. 11 Breslau.
*Milthers, V. Cand. Polyt., Statsgeol. 98. Enighetsvej 12 Köpenhamn.
Modin, K. F. Amanuens. 21 Lidingö Villastad.
Mossberg, K. E. Bergsingenjör. 03 Ludvika.
Munthe, H. V. Fil. Dr, Professor, Statsgeolog. 86 Djursholms-Ösby.
von zur Mühlen, L. Fil. Dr. 15. Invalidenstrasse 44 Berlin.
Mårtenson, S. Fil. Kand., Seminarierektor. 06 Växjö.
Mäkinen, E. Fil. Dr. 11 Outukompu.
Möller, Hj. Fil. Dr, Lektor. 92 Stocksund.
Mörtsell, Sture, Teknolog. 20. Sturegatan 56 Stockholm.

*Nachmanson, A. Direktör, Kungsträdgårdsg. 10 Stockholm.
Nannes, G. Fil. Dr. Ingenjör. 96 Skara.
Nathorst, H. Gruvingenjör vid Jernkontoret. 03 Stockholm.
Nauckhoff, S. Överingenjör. 17 Aspudden.
Naumann, E. Fil. Dr, Docent. 19 Lund.
Nelson, H. Fil. Dr, Professor. 10 Lund.
Nilsson, Ragnar, Postexp. 20. Grynbodgatan 15. Malmö.
*Nisser, W. Fil. Kand., Kapten. 05 Kvista.
*Nobel, L. Ingenjör. 99 Djursholm.
Nordenskjöld, I. Fil. Dr, Lektor. 98 Borås.
*Nordenskjöld, O. Fil. Dr, Professor. 90 Göteborg.
Nordhagen, Rolf, Amanuens. 20. Botanisk Have. Kristiania.
Nordqvist, H. Bergmästare. 95 Filipstad.
Nordquist, Sigfrid, Fil. Mag. 19. Kungbäcksvägen 5 Gävle.
Norelius, O. Bergmästare. 86 Nora.
Norén, H. L. Disponent. 11. Karlaplan 10 Stockholm.
Norin, E. Fil. Kand. 14 Tai-yuan-fu, Kina.
Normann, J. Direktör. 11. Bygdö Alle 1 Kristiania.
Nybom, Fr. Ingenjör. 99 Lindesberg.
Nyström, E. Fil. Lic, Professor. 19 Tai-yuan-fu, Kina.

Odén, S. Fil. Dr, Prof. 14. Tekniska högskolan Stockholm.
Odhner, N. Fil. Dr, Assistent 10 Stockholm 50.
Oldevig, H. Fil. Lic. 18. Torggatan 4 Linköping.
Olsson, J. Civilingenjör. 15. Inedalsgatan 23 Stockholm.
Orton, B. Bergsingenjör. 03. Odengatan 39 Stockholm.
Osvald, H. Fil. Kand. 15. Heimdalsgatan 8 Stockholm.
Otterborg, R. Bruksägare. 00 Uppsala.
*Otto, C. M. Generalkonsul. 03. Schloss Trogenstein. Gries v. Bozen, Tyrolen.

*Oxaal, J. Cand. Real. 12 Saude, Ryfylke.

Paijkull, G. Handelskemist. 95 .... Sofielund, Tungelsta.
Palén, A. G. P. Bergsing., Chefskem. 03. Rörstrandsg. 6 Stockholm.
Palmgren, J. Fil. Dr, Docent. 00. Geol. inst. ...... Uppsala.
Petersson, W. Fil. Dr, Prof. 86. Norrlandsg. 24 Stockholm.
Petrén, J. G. Fil. Dr, Prof. 01. Birgerjarlsg. 73—75 Stockholm.
Pettersson, A. L. Th. Civilingeniör. 72 .... Lysaker, Kristiania.
Plathan, A. Fil. Dr. 03 .... Viborg, Finland.
Pompeckj, J. F. Fil. Dr, Prof. 96. Mus. f. Naturkunde. Berlin.
*von Post, L. Fil. Lic., Statsgeolog. 02 .... Stockholm 50.
Puntervold, G. Bergmester. 00 .... Kristiansand.

*Quensel, Percy D. Fil. Dr, Prof. 04. Stockholms högsk. *Föreningens sekreterare* .... Stockholm.

*Ramsay, W. Fil. Dr, Professor. 85 .... Helsingfors.
Rauff, H. Fil. Dr, Professor. 96. Leibnitzstrasse 91 Charlottenburg.
Ravn, J. P. J. Mus.-insp. Doc. 99. Østervoldgade 7 Köpenhamn.
Reusch, H. H. Fil. Dr, F. d. Ch. f. Norg. Geol. Und. 75 Kristiania.
Reuterskiöld, A. Fil. Stud. 16. Kungsgatan 63 ... Uppsala.
Richert, J. G. Fil. Dr, Prof. 97. Hjorthagsv. 63 ... Stockholm.
Rindell, A. Professor. 97 .... Åbo.
Ringholm, K. Fil. Kand. 98 .... Gävle.
Rocén, Th. Fil. Mag. 14. N. Slottsgatan 18 .... Uppsala.
Rosén, K. D. P. Professor. 18. Enåsen 14 .... Lidingö villastad.
Rosén, Seth, Amanuens. 19. Geol. inst. .... Uppsala.
Rosenberg, O. Fil. Dr, Prof. 10. Tegnerlunden 4 Stockholm.
*Rudelius, C. Fil. Dr. 90 .... Åtvidaberg.
Rördam, K. Fil. Dr, Professor. 87. Hambros allé 10 Hellerup, Köpenhamn.

Sahlbom, Naima, Fil. Dr. 94. Eriksbergsg. 13 ... Stockholm.
Sahlin, C. A. Disponent. 91. Villagatan 13 .... Stockholm.
Sahlström, K. E. Fil. Dr, Sekreterare v. Sveriges geol. unders. *Föreningens skattmästare.* 08 .... Stockholm 50.
Samuelson, F. G. Disponent. 98 .... Vargön.
Samuelsson, G. Fil. Dr, Docent. 07 .... Uppsala.
Samuelsson, K. Fil. Kand., Amanuens. 19. Geograf. inst. Uppsala.
*Sandegren, H. R. Fil. Dr, Statsgeolog. 10. *Styrelseledamot* .... Stockholm 50.
Sandler, K. Fil. Kand. 12 .... Prästmon.
Sandström, J. W. Byrådirektör. 08 .... Stockholm 2.
Santesson, O. B. Fil. Kand., Lektor. 12 .... Uppsala.
Sarlin, E. Bergsingenjör. 00 .... Pargas.
Sauramo, M. Fil. Dr. 21. Geol. komm. .... Helsingfors.
Scheibe, R. Fil. Dr, Professor. 92. Wilmersdorf ... Berlin.
Schetelig, J. Professor. 12. Mineralog.-geol. mus. Kristiania.
Schnittger, B. Fil. Dr, Antikvarie. 11 .... Stockholm 15.
Schotte, G. Prof. Förest. f. Statens Skogsförsöksanstalt. 10 Lidingö villastad.
Schröder, H. Fil. Dr, Prof. 89. Invalidenstrasse 44 Berlin.
Schön, E. Fil. Kand. 13 .... Sundsvall.

Sederholm, J. J. Fil. Dr, Professor, Chef för Finlands Geol. Unders. 88 .... Helsingfors.
Segerstedt, P. J. Fil. Dr, Rektor. 05 .... Västervik.
*Sernander, J. R. Fil. Dr, Professor. 88 .... Uppsala.
Sidenvall, K. J. F. Kommerseråd. 99 .... Djursholm.
Sieger, R. Fil. Dr, Prof. 91. Geogr. Inst. der Univ. Graz.
Simmons, H. G. Fil. Dr, Professor. 11 .... Ultuna, Uppsala.
*Sjögren, Hj. Fil. Dr, Professor. 77 .... Stockholm 50.
Sjögren, O. Fil. Dr, Läroverksadjunkt. 05 .... Stockholm.
*Sjölander, A. T. Konsult. Ing. 04. Drottningg. 11 Stockholm.
Smedberg, O. Fil. Kand. 13. Hovslagareg. 3 .... Stockholm.
Smith, H. Fil. Dr, Docent. 10 .... Uppsala.
*Smith, H. H. Bergsingenjör. 93. Cam. Collets vej 6 Kristiania.
*Sobral, José M. Fil. Dr. 08. Acevedo 2341 .... Buenos Aires.
Soikero, J. N. 13 .... Outokumpu.
*Staudinger, R. Fil. Mag., Assessor. 97 .... Helsingfors.
Stenberg, K. Ingenjör. 17. Nyberget .... Smedjebacken.
Stenman, P. L. Direktör. 03. Grevturegatan 24 A. Stockholm.
Stensiö, E. A:son, Fil. Dr, Docent. 16. Geol. inst. Uppsala.
Sterner, M. Fil. Kand., Läroverksadjunkt. 16 .... Gävle.
Stollenwerk, E. W. Bergsingenjör. 03 .... Åmmeberg.
Strandmark, J. E. Fil. Dr, f. d. Folkhögskoleförest. 10 Grimslöv.
Strokirk, C. G. Direktör. Kem. stationen .... Härnösand.
Stutzer, O. Fil. Dr, Prof. 06. K. Bergsakademie. Freiberg i Sa.
Sundberg, J. O. Fil. Kand., Rektor. 85 .... Åmål.
Sundelin, U. Fil. Dr, Lektor. 14 .... Falun.
Sundholm, O. H. Gruvingenjör vid Bergsstaten. 93 .... Blötberget.
Sundius, N. Fil. Dr, Statsgeolog. 08 .... Stockholm 50.
Svanberg, E. G. Bergsingenjör. 07. Dalagatan 26 Stockholm.
Svanberg, M. Ingenjör. 09 .... Hyllinge gruva.
Svedberg, I. Överingenjör. 96 .... Billesholm.
Svedberg, S. B. Fil. Lic., Lektor. 21. Majorsg. 9 Göteborg.
Svedmark, L. E. Fil. Dr, F. d. Statsgeol. 76. Kungsg. 68 Stockholm.
Svenonius, F. V. Fil. Dr, F. d. Statsgeolog. 76. Trädgårdsgatan 12 .... Uppsala.
Sylvén, N. Fil. Dr. 05 .... Svalöv.
Söderström, Adolf, Fil. Dr, Docent. 21 .... Uppsala.

Tamm, O. Fil. Dr, Docent v. Statens Skogsförsöksanstalt. 12. Hagagatan 52 .... Stockholm.
Tanner, V. Fil. Dr, Chargé d'affaires. 05 .... Bukarest.
Tegengren, F. R. Fil. Lic., Bergsingenjör. 07 .... Peking.
Teiling, E. Fil. Lic., Lektor. 10 .... Strängnäs.
Thomasson, H. Fil. Mag. 20. Sv. geol. unders. .... Stockholm 50.
Thorné, S. G. Teknolog. 21 .... Stockholm.
Thäberg, Carl E. Gruvingenjör. 21 .... Norrköping.
Tiberg, B. Gruvingenjör. 15. Bergsskolan .... Falun.
*Tillberg, E. W. Bergsingenjör. 00 .... Västervik.
Tillberg, K. v. Häradshövding. 96. Linnégatan 83 Stockholm.
*Tolmatschow, I. P. Fil. Dr, Professor. 03 .... Petrograd.

Torell, O. Bergsingenjör. 94 .... Åmmeberg.
*Tornérhielm, T. Ingenjör. 96. Norrtullsgatan 27 Stockholm.
Troedsson, G. T. Fil. Dr, Docent. 11. Geol. inst. Lund.
Trommsdorff, Bibliotekarie. 10 .... Danzig.
Trüstedt, O. Gruvingenjör. 95. Boulevardsg. 19.... Helsingfors.
*Trysén, A. F. d. Bergmästare. 77 .... Luleå.

Veslien, J. G. H. Bergsingenjör. 18 .... Långbanshyttan.
*Vesterberg, K. A. Fil. Dr, Professor. 86 .... Herserud, Lidingö.
Vogt, J. H. L. Professor. 82 .... Trondhjem.
Vogt, Th. Statsgeolog. 16. Norges geol. unders. ... Kristiania.
Vrang, C. A. Disponent. 85. Dalagatan 16 .... Stockholm.

Wadell, H. Fil. Stud. 18 .... Mexico City.
*Wahl, W. Fil. Dr. Professor. 03 .... Åbo.
Wahlbom, A. Apotekare. 96. Sparregatan 4 .... Borås.
Wahlgren, E. Fil. Dr, Lektor. 12 .... Malmö.
Wallén, A. Fil. Dr, Överdirektör och Chef för Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt. 07 .... Stockholm 2.
Wallerius, I. Fil. Dr., Kyrkoherde. 94 .... Göteborg.
Wallgren, E. Kapten, Statens förste torvingeniör. 16 Skara.
Wallin, G. Intendent. 93 .... Djursholm.
Wallroth, K.-A. Myntdirektör. 83 .... Stockholm.
Wallroth, K. G. Bergsingenjör. 21 .... Persberg.
*Wanjura, F. R. J. Bergsingenjör. 14 .... Koskullskulle.
Warburg, Elsa, Fil. Lic., Amanuens. 10. Geol. inst. Uppsala.
Weiler, G. Fil. Mag. 21 .... Huskvarna.
Weibull, M. Fil. Dr, Professor. 82 .... Alnarp, Åkarp.
Werenskiold, W. Fil. Dr, Doc. 19. Norg. geol. unders. Kristiania.
Wersén, G. Fil. Kand., Statshydrograf. 18 .... Stockholm 2.
Wesslau, Eric, Bergsingenjör. 19 .... Djursholm.
Westenius, E. Fil. Kand. 10. Engelbrektsg. 2 .... Stockholm.
Westerberg, N. Kapten. 19 .... Djursholm.
Westergård, A. H. Fil. Dr, Statsgeolog. 01 .... Stockholm 50.
Westlund, E. Gruvingenjör. 16 .... Dala-Finnhyttan.
Westman, J. Fil. Dr, Rektor. 00 .... Nyköping.
Wichmann, A. Fil. Dr, Prof. 86. Berlinerthor 6. Hamburg 5.
Wickman, Åke, Löjtnant. 21 .... Stockholm 3.
Wikström, C. Fil. Kand. 06. Strandv. 33 .... Stockholm.
Wilkman, W. W. Fil. Kand., Assist. 13. Geol. kom. Helsingfors.
Willén, N. Fil. Mag., Assistent v. Sv. geol. unders. 19 Stockholm 50.
*Wiman, C. Fil. Dr, Professor. 89 .... Uppsala.
Wiman, E. Fil. Stud. 21 .... Kåbo, Uppsala.
Winge, K. Fil. Lic., Förest. f. Filipstads bergsk. 94 Filipstad.
Wirén, Einar, Fil. Dr .... Uppsala.
Witte, H. Fil. Dr, Förest. för Sv. mosskulturf. 05.. Jönköping.
Wollgast, I. Fil. Kand., Ingenjör. 00. Scheeleg. 14. Stockholm.
Wäyrynen, H. A. Fil. Kand. 14. Geol.-min. inst. Helsingfors.

Ygberg, Erik, Fil. Kand. 21. Stockh. Högskola... Stockholm.
Yngström, L. Direktör. 12 .... Sandviken.

Zachrisson, T. K. O. Överingenjör. 95 .... Guldsmedshyttan.
Zenzén, N. Fil. Lic., Assistent. 04 .... Stockholm 50.
*Zettervall, S. Civilingenjör. 01 .... Zürich.
Zimmermann, E. Fil. Dr, Professor. 98. Invalidenstrasse 44 .... Berlin.

Åberg, Märta, f. Rubin. Fru. 94 Skåneg. 51 ... Stockholm.
Åhlander, F. E. Fil. Kand., Bibliotekarie. 00. Folkets Hus .... Stockholm.
Åkerblom, D. Fil. Mag. 13. Hornsgatan 29 .... Stockholm.
*Åkerman, A. R. Fil. Dr, F. d. Generaldirektör. 75. Mariehill, Djurgården .... Stockholm.
Ålund, V. Jägmästare. 10 .... Umeå.

Öberg, P. E. W. Fil. Dr, F. d. Bergmästare. 74 .... Filipstad.
Öberg, V. Fil. Dr, F. d. Folkhögskoleförest. 73 .... Växjö.

Föreningen räknar den 1 januari 1922:

Förste Ledamot	1.
Korresponderande Ledamöter	20.
Ledamöter	467.
Summa	488.

Geologiska Föreningen

överlämnar sina Förhandlingar till följande institutioner, föreningar, sällskap.

Stockholm. *K. Jordbruksdepartementet.*
K. Ecklesiastikdepartementet.
Sveriges geologiska undersökning.
Statens skogsförsöksanstalt.
K. Kommerskollegium.
K. Vetenskapsakademien.
Riksmusei zoo-paleontologiska avdelning.
Riksmusei mineralogiska avdelning.
Stockholms högskolas geologiska institut.
Stockholms högskolas mineralogiska institut.
Tekniska högskolan.
K. Vitterhets-, historie- och antikvitetsakademien.
Svenska Sällskapet för antropologi och geografi.
Svenska teknologföreningen.
Föreningen för skogsvård.
Svenska turistföreningen.

Jönköping. *Svenska mosskulturföreningen.*

Lund. *Geologiska institutionen.*
Geografiska institutionen.

Uppsala. *Universitetsbiblioteket.*
Geologiska institutionen.
Naturvetenskapliga studentsällskapets sektion för geologi.
Geografiska institutionen.

Adelaide. *Royal Society of South Australia.*

Albany. *New York State Library.*

Baltimore. *Maryland Geological Survey.*

Bergen. *Bergens Museum.*

Berkeley. *University of California.*

Berlin. *Preussische Geologische Landesanstalt.*
Deutsche Geologische Gesellschaft.
Gesellschaft für Erdkunde.
Gesellschaft naturforschender Freunde.
Friedländer & Sohn.
Zentrale für naturwissenschaftliche Berichterstattung.

Bonn. *Naturhistorischer Verein der preuss. Rheinlande und Westfalens.*

Bordeaux. *Société Linnéenne.*

Bremen.	*Naturwissenschaftlicher Verein.*
Budapest.	*A magyar kiralyi Földtani Intezet könyvtaranak.*
Buenos Aires.	*Instituto Geografico Argentino.*
Buffalo.	*Society of Natural Sciences.*
Calcutta.	*Geological Survey of India.*
Cobumbus.	*American chemical society.*
Danzig.	*Naturforschende Gesellschaft.*
Delft.	*Geologisch mijnbouwkundig Genootschap.*
Edinburg.	*Geological survey of Scotland.*
Elberfeld.	*Naturwissenschaftlicher Verein.*
Frankfurt a/M.	*Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft.*
Frankfurt a/O.	*Naturwissenschaftlicher Verein für den Regierungsbezirk Frankfurt.*
Freiberg.	*Bergakademie.*
Gotha.	*Dr A. Petermanns Geographische Mitteilungen.*
Graz.	*Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark.*
Greifswald.	*Geographische Gesellschaft.*
	Naturwissenschaftlicher Verein für Neu-Vorpommern und Rügen.
Halifax.	*Nova Scotian Institute of Natural Sciences.*
Halle.	*Sächsisch-Thüringischer Verein für Erdkunde.*
	Leop. Carol. Akademie der Naturforscher.
Hamburg.	*Mineralogisch-geologisches Institut.*
Helsingfors.	*Geologiska Kommissionen.*
	Sällskapet för Finlands geografi.
	Geografiska Föreningen.
	Universitetets Mineralkabinett.
	Hydrografiska Byrån.
	Finska forstsamfundet.
Jena.	*Mineralogisches und geologisches Institut.*
Johannisburg.	*Geological Society of South Africa.*
Kiel.	*Naturwissenschaftl. Verein für Schleswig-Holstein.*
Kiew.	*Société des Naturalistes.*
Kolozsvár.	*Mineralogisch-geologisches Institut der Universität.*
Krakau.	*Académie des Sciences.*
Kristiania.	*Norges geologiske Undersökelse.*
	Det norske geografiske Selskab.
	Mineralogisk-geologisk museum.
Königsberg.	*Physikal.-ökonomische Gesellschaft.*
Köpenhamn.	*Danmarks geologiske Undersögelse.*
	Dansk geologisk Forening.
	Universitetets mineralogiske Museum.
	Universitetets geografiske Laboratorium.
Leipzig.	*Sächsiche geologische Landesanstalt.*
Liège.	*Société géologique de Belgique.*
Lille.	*Société géologique du Nord.*
Lissabon.	*Servico geologico de Portugal.*
London.	*Geological survey and museum.*
	Geological Society.
	Geologists' Association.

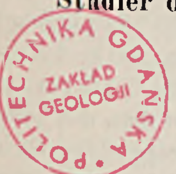
Madison.	*Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters.*
Madrid.	*Comision del Mapa Geológico de España.*
Mexico.	*Instituto Geologico de Mexico.*
Minneapolis.	*University of Minnesota.*
Montreal.	*Mc Gill University.*
Moskva.	*Société des Naturalistes.*
München.	*Bayerische Akademie der Wissenschaften.*
Newcastle.	*Institute of Mining and Mechanical Engineers.*
New Haven.	*American Journal of Science.*
New York.	*Academy of Sciences.*
	Geological society of America.
Novo-Alexandria.	*Annuaire géologique et minéralogique de la Russie.*
Ottawa.	*Geological Survey of Canada.*
Paris.	*Société géologique de France.*
	Ecole nationale des mines.
Perth.	*Geological Survey of Western Australia.*
Petrograd.	*Comité géologique de la Russie.*
	Section géologique du Cabinet de sa Majesté.
	Académie des Sciences.
	Musée geologique Pierre le Grand.
	Société Minéralogique.
	Société des Naturalistes.
Philadelphia.	*Academy of natural Sciences.*
Pisa.	*Società Toscana di scienze naturali.*
Rennes.	*Société géologique et minéralogique de Bretagne.*
Riga.	*Naturforscher-Verein.*
Rochester.	*Rochester Academy of Sciences.*
Rock Island.	*Augustana College.*
Roma.	*R. Ufficio geologico d'Italia.*
	Società geologica Italiana.
	R. Accademia dei Lincei.
Rostock.	*Verein der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg.*
San Francisco.	*California Academy of Sciences.*
São Paulo.	*Commissao geografica e geologica.*
Strassbourg.	*Service géologique.*
Sydney.	*Geological Survey of New South Wales.*
Tokyo.	*Teikoku-Daigaku.*
	Geological Society.
Toronto.	*Canadian Institute.*
Tromsö.	*Tromsö Museum.*
Trondhjem.	*Det k. norske Videnskabers Selskab.*
	Den Tekniske Høiskoles Geologiske Institut.
Tübingen.	*Oberreinischer geologischer Verein.*
Urbana.	*State Geological Survey.*
Varsovie.	*Service geologique de Pologne.*
Washington.	*U. S. Geological Survey.*
	Smithsonian Institution.
Wellington.	*Dominion Museum.*

Wiborg.	*Det danske Hedeselskab.*
Wien.	*Geologische Staatsanstalt.*
	Geologische Gesellschaft.
	Naturhistorisches Hofmuseum.
Zürich.	*Zeitschrift für Kristallographie.*
Åbo.	*Geologisk-Mineralogiska Institutionen, Åbo Akademi.*



GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR.
BAND 44. HÄFT. 1—2. N:o 347.

Studier över Yxsjöfältets geologi och petrografi.



Av
Gustaf T. Lindroth.

Innehållsförteckning.

Inledning.

Bland det stora antal malmfyndigheter — som känt, nästan allesamman enbart järnmalmsförande — vilka uppträda inom den vidsträckta, c:a 1 800 *km*² stora, leptitarea, som utbreder sig väster om och söderut från sjön Vessman samt bildar den huvudsakliga berggrunden inom Grangärde-, Ljusnarsbergs-, Linde-, Järnboås-, Hjulsjö- och Nora (med Viker) socknar,[1] är det s. k. Yxsjöfältet (Yxsjöbergs gruvfält) av för den mellansvenska leptitformationen speciellt säregen natur och erbjuder därför från malmgeologisk synpunkt alldeles särskilt stort teoretiskt intresse. Beläget (fig. 1) 1 *km* norr om Säfsnäsbanan, mellan Hörken och Nittkvarn stationer, c:a 9 *km* från den förra och omkring 2 *km* från den senare, fågelvägen räknat, hava fältets intressanta petrografiska förhållanden förut varit nästan okända. Det är först de senaste årens undersökningar, som närmare klarlagt dess natur och bl. a. visat, att Yxsjöfältet torde med säkerhet vara Sveriges största, hittills kända scheelit-förekomst.

På uppdrag av Stockholms Superfosfat-Fabriks Aktiebolag, fältets nuvarande ägare, hava prof. Walfr. Petersson och förf. gemensamt företagit en ingående undersökning av detta, i så många avseenden intressanta gruvområde. Arbetet uppdelades därvid så, att förf. utförde den geologiskt-petrografiska delen av gruvfältsutredningen. För det angenäma samarbetet vid dryftande av såväl rent bergstekniska som malmgeologiska spörsmål rörande ifrågavarande fält ber förf. här till prof. Petersson få framföra sin varma tacksamhet.

Det är den säregna mineralsammansättningen hos Yxsjöfältets skarnbergarter, som tilldraga sig största intresset. Först är scheelitmineralets nästan konstanta närvaro i skarnbergarterna ett för Yxsjöfältet mycket specifikt drag. Därnäst äro pyroxenens utpräglade hedenbergit-karaktär samt hornblendeskarnets alkali-järnamfiboler av stort intresse. Härtill komma slutligen den rel. stora mängden av plagioklas (oligoklas) och mikroklin (mikroklinpertit) i skarnbildningarna samt dessas rikliga halt av flusspat, med vilket mineral scheeliten synes vara mycket nära associerad. Det torde icke finnas något svenskt gruvområde, som i fråga om mängden flusspat i skarnbergarterna kan jämföras med Yxsjöfältet.[2]

---

[1] Även inom Hellefors socken falla delar av ifrågavarande leptitområde.

[2] Förf. vill vid en jämförelse med andra, mycket flusspatrika malmbildningar särskilt framhålla zinkmalmerna i Lilla Lobergsgruvan uti Vallbergsfältet, Silfbergs socken.

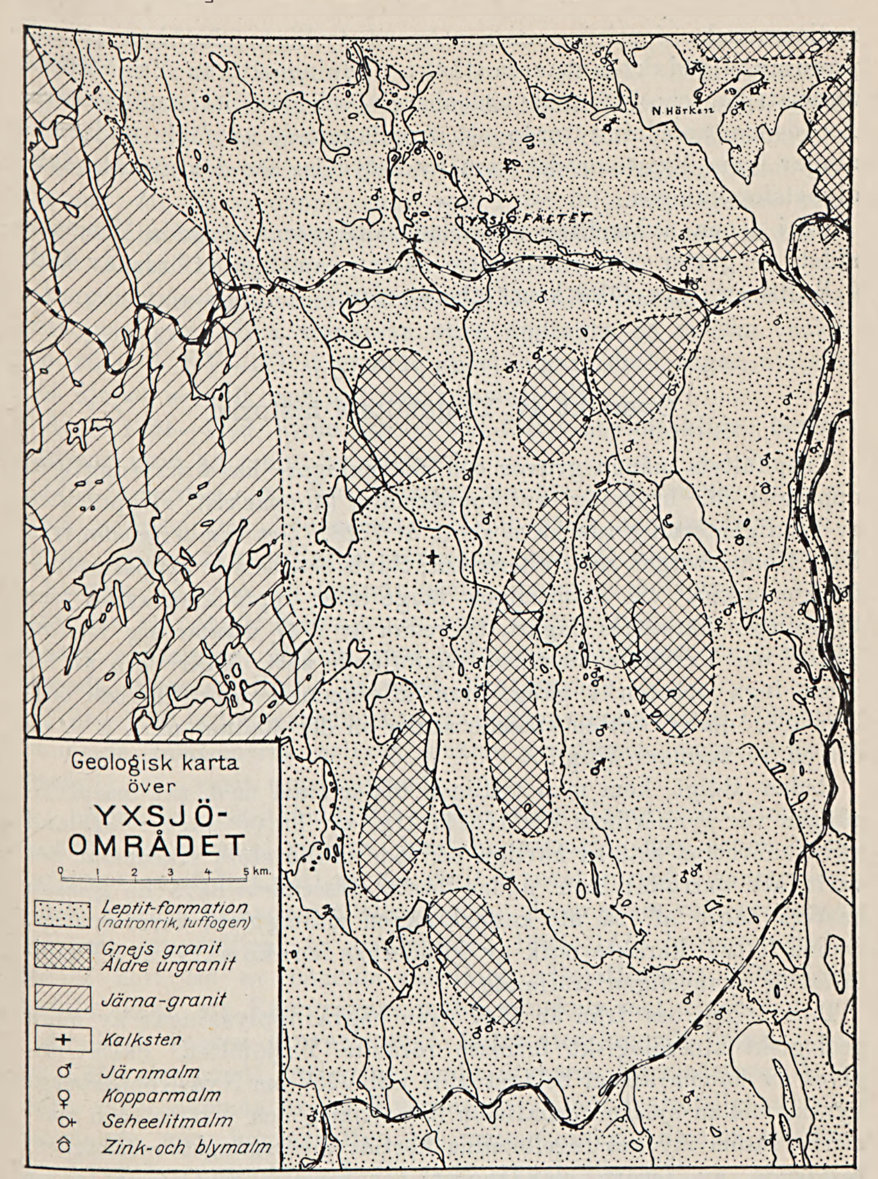


Fig. 1.

Den sålunda uppträdande mineralparagenesen: scheelit + flusspat + hedenbergit, vartill även kommer en lerjordshaltig andradit, gör, att skarnbergarternas bildningssätt i Yxsjöfältet lätt kan avgöras. I själva verket torde icke någon skarnbildning inom den

mellansvenska leptitformationen mera tydligt visa hän på ett pneumatolytiskt-metasomatiskt bildningssätt än Yxsjöfältets flusspatrika, scheelitförande hedenbergit- och alkalijärnamfibolskarn. Av denna anledning torde ett framläggande av förf:s undersökningar inom Yxsjöområdet vara av betydelse för den svenska fyndighetsforskningen.

De i denna avhandling meddelade analyserna rörande Yxsjöområdets bergarter och mineral äro nästan samtliga utförda av förf. å Ryllshytte gruvfälts kem. laboratorium.

Översikt av Yxsjöfältets historia.

Yxsjöfältets många gruvor och skärpningar[1] hava ursprungligen upptagits för brytning av kopparmalm (kopparkis). Upptäckten av fyndigheterna torde hava skett år 1728. Det var bergsmän från Nya Kopparberget, som, efter rotar, tidvis bearbetade kopparmalmsförekomsterna. Så synnerligen länge efter upptäckten synes icke brytningen härstädes pågått, ty redan år 1747 uttalar sig Daniel Tilas[2] om Yxsjöförekomsterna på följande sätt: »Här voro nu för tiden inga arbeten i gång, utan allesamman utbrutna och ödelämnade, under vatten stående sedan en del stadnat på 4 à 6, en del på 10 famnars djup».

Redan tidigt kom man tydligen under fund med, att malmtillgången var synnerligen otillförlitlig, ty Tilas[2] säger: »Ibland hava anbrotten sett så härliga ut, som skulle stora rikedomar der varit att anträffa; men under bästa utseendet hava de ganska hastigt tagit af, så att knappt någon malmgnista varit synlig». Denna Tilas' karakteristik av sulfidernas förekomstsätt i Yxsjöfältet är synnerligen träffande.

Tilas[2] ger oss från år 1747 även några upplysningar av mera geologiskt-mineralogiskt intresse rörande Yxsjöfältet. Fältet angives av honom såsom beläget $2^{1}/_{12}$ mil VNV om Nya Kopparbergs kyrka, mellan sjöarna Smaltsjön (Smaltjärn) och Yxsjön, och malmerna såsom mycket regelbundna körtlar med »gångsten» (skarnet) bestående av »svart bländahalyt hornberg» (hedenbergit- samt

[1] I ett, av bergmästaren A. J. Baer, år 1871 avgivit utlåtande om Yxsjöfältet upptagas 37 st. namngivna gruvor: Båt-, Rönn-, Gustavs-, Stöt-, Gammal-, Maria-, Falk-, Kristina-, Alm-, Penning-, Ricco-, Näver-, Alder-, Julia-, Ny-, Kittel-, Alexander-, Kapp-, Bond-, Palm-, Gäddan-, Bolagsgruvan 1 och 2, Stora och Lilla Räforten, Kärrgruvan 1 och 2, Lax-, Glans-, Bock-, Solskensvägs-, Fall-, Malmfältgruvan, Ärtskärpningen, Västra Kärr-, Eriks- och Finngruvan.

[2] Bredberg, B. G. Metallurgiska anteckningar. H. VII. Sthlm 1868—1869.

alkalijärnamfibolskarnet) och »glasspat», som säges förekomma i massor av 2 à 3 kvarters (0,30—0,44 *m*) storlek. Med »glasspat» åvses troligen flusspaten, vars sammansättning, som bekant, redan år 1771 blivit känd genom SCHEELES upptäckt av grundämnet fluor i flusspat från Garpenberg. Scheelitens närvaro i »gångstenen» blev däremot för TILAS okänd, enär, som i det följande närmare kommer att beskrivas, dess förekomst i Yxsjöfältets skarn påvisades långt senare.[1]

Bergmästarerelationerna för åren 1751—1754 omnämna ett flertal gruvöppningar, vilka uppgivas vara upptagna på ganska vackra och rika, i NV—SO strykande anledningar; dock säges, att alla mot djupet avtagit mer och mer i metallhalt.

Åren 1754—1759 torde arbetet vid fältet huvudsakligen bestått i utplockning av malm ur varpen.

1761 uppgives, att Nya Kärrgruvan för en 6 kvarter (0,89 *m*) bred, gulgrön, rik kopparmalm. 1760—1765 omtalas flera gruvförsök såsom t. ex. Marjas sänkning med ett djup av 7 famnar 4 kvarter (13,0 *m*) och förande vacker malm av 5 famnar 2 kvarters (9,2 *m*) längd; Norra sänkningen 2 famnar (3,6 *m*) djup med vacker malmgång; Rotens skärpning och Båtgruvan, de två sistnämnda synas emellertid då varit föga lovande.

1771—1772 bedrevs arbetet i några dagöppningar, och på 1780-talet omnämna relationerna årligen smärre gruvförsök, men resultaten förefalla icke varit uppmuntrande.

I början av 1880-talet (1805—1808) säges Kärrgruvan efter upptagande ur ödesmål givit 80 lass[2] kopparmalm, men denna malm uppgives samtidigt till en del varit mycket spridd i skarnet och därför mindre lönande att tillgodogöra. Även synes vattentilloppet besvärat gruvdriften, ty under åren 1809—1813 bedrevs arbetet endast kort tid av nämnda anledning. Relationerna 1808—1810 omtala också, att Kärrgruvans malm minskats mot djupet.

År 1845 tyckes gruvarbetet i fältet åter kommit igång, i det att 1 350 skeppund[3] (263,8 ton) malm utvanns. Bergmästaren A. J. BAER säger nämnda år om Kvarnåsgruvan, att malmtillgången är betydande men kopparhalten hos malmen svag. Samma omdöme får Kvarnåsgruvan även de följande åren 1846—1848.

---

[1] År 1781 upptäckte K. W. SCHEELE wolframsyran i det mineral, som efter honom benämnts scheelit. K. Sv. Vet.-Ak. Handl., Sthlm 1781. 1785 konstaterade spanjorerna, bröderna JUAN, JOSÉ och FAUSTO D'ELHUJAR, wolfram ut. wolframit. ROSCOE, H. E. och SCHORLEMMER, C. A.: A treatise on chemistry, vol. 2, s. 1083, 1913.

[2] 1 lass malm = 2—3 skeppund bergsvikt. 1 skeppund bergsvikt = 149,6—150,3 kg.

[3] 1 skeppund tackjärnsvikt (med slitningsmån) c:a 195,4 kg.

För smältning av den erhållna kopparmalmen anlades nu (vid Smaltjärns utlopp?) en mindre hytta under överinseende av en bergsman från Falun. Resultatet av smältningarna synes i början blivit synnerligen dåligt; större delen av kopparn gick i »nasar», ett förhållande, som tillskrevs malmens kalkhalt. Av 1 837 skeppund (358,9 ton) skrädd malm utvanns 285 skeppund (55,7 ton) skärsten (utbyte således 15,5 % av malm). Denna skärstensmängd gav sedan vid råkopparsmältningen c:a ett skeppund (0,15 ton?) koppar (= 0,26 % av skärstensvikten).

Tvenne nya gruvförsök uppgivas 1849 blivit upptagna några alnar öster om Kärrgruvesträcket, i vilka 8 fot (2,4 *m*) under de lösa jordlagren blottats en kopparmalm av 36 fots (10,7 *m*) längd och $1^1/_2$—3 alnars (0,89—1,78 *m*) bredd. Kopparhalten säges varit 8—9 %, och skall malmen varit lika vacker på 6 famnars (10,7 *m*) djup. Vid förhyttningen lär dock malmen endast givit ett utbyte av 8 % i koppar.

År 1850 bearbetades bl. a. Kärrgruvan, Stora- och Västra Bolagsgruvan, Gäddan och Riccogruvan. Kärrgruvan skall då på botten, vars bredd uppgick till 11 fot (3,3 *m*) visat tre malmränder av 2—15 tums (0,05—0,37 *m*) mäktighet. Stora- och Västra Bolagsgruvan ägde samtidigt en botten på $16^1/_2$ famnars (29,4 *m*) längd med en malmbredd av 1,2—4 alnar (0,7—2,4 *m*). Malmen höll 4 % koppar.

Brytningen under år 1850 torde uppgått till 9 227 skeppund (1 802,9 ton), berg, varur erhölls c:a 2 000 skeppund (390,8 ton) malm. Enligt detta skulle malmprocenten detta år sålunda varit 21,6 %.

Koppartillverkningen i hyttan uppgick 1850 till 66 skeppund (9,9 ton?). Den sammanlagda, här tillverkade koppармängden under åren 1849—1852 utgjorde ungefär 27 ton.

1851 slutade Stora Bolagsgruvan på 6 famnar (10,7 *m*) djup, malmbredden var 3 kvarter (0,44 *m*).

1853 uppgives[1] brytningen i Yxsjöfältet uppgått till 6 215 centner (264,1 ton) malm och 10 982 centner (466,7 ton) berg (malmprocent = 5,6). 4 år senare säger A. J. Baer, att malmtillgången i fältet är liten och osäker, dessutom att den utvunna kopparmalmen äger en låg metallhalt.

Åren 1863—1864 började ånyo, efter malmbrist, bättre fyndigt berg erhållas. Baer omnämner 1864, att vid brytning i Finngruvan $^1/_7$ av lösbrutna berget utgjorde malm, men att denna åter

---

[1] Bergmästare Baer 1871.

på 36 fots (10,7 *m*) djup upphört. Samma malmprocent uppgives även för Bolagsgruvan, och om Kärrgruvan säges, att malmen varit rik och förekommit i form av körtlar och stockar men ägt ringa utsträckning i fält och mot djupet. År 1863 utgjorde den utvunna malmen här 1/7 av brutet berg. Denna siffra hade dock år 1864 sjunkit ned till föga mer än 1/9.

1865 hade Finngruvan nått ett djup av 57 fot (16,9 *m*), en längd av 20 fot (5,9 *m*) samt en bredd av 12 fot (3,6 *m*). Av brutet berg skall hava erhållits c:a 12 % användbar malm. Samtidigt hade Kärrgruvan uppnått ett djup av 156 fot (46,3 *m*) med en botten av 45 fots (13,4 *m*) läng och 15 fots (4,4 *m*), bredd. Malmprocenten var på botten 13 och vid 72 fots (21,4 *m*) djup c:a 19. Från samma tid omtalas även Ärtskärpningen och Engruvan; den förra 70 fot (20,8 *m*) djup, 35 fot (10,4 *m*) lång och med 20 fot (5,9 *m*) bred malm (malmprocent c:a 18); den senare 15 fot (4,5 *m*) djup, 6 fot (1,8 *m*) bred och 8 fot (2,4 *m*) lång (malmprocent 8).

På Kvarnåsgruvans skarn-»streck» uppräknas från samma tid Kvarnåsgruvans Nyförsök såsom varande 52 fot (15,4 *m*) djup och bottens dimensioner 15 fot (4,5 *m*) i längd och bredd. Den här utvunna kopparmalmen, som uppgives varit rik, utgjorde c:a 18 % av brutet berg.

Malmfångsten år 1865 från fem gruvor uppgick till 16 560 centner (703,8 ton) malm, huvudsakligen tagen från Kärrgruvan och Ärtskärpningen.

Från år 1867, då 4 567 centner (194 ton) Yxsjömalm nedsmältes vid Nya Kopparberget och i utbyte gav 192 centner 35 ℔ (8 174,8 kg) garkoppar, torde något väsentligt arbete i Yxsjöfältet icke utförts förrän 1897, då vid undersökningsarbeten i Finngruvan 15 ton kopparmalm erhölls.

År 1903 upptogs det s. k. SJÖGRENS schakt på en, c:a 0,5 *m* bred, rik kopparkisförande zon i hedenbergitskarn. Denna zon gick in i södra gaveln men upphörde i den norra.[1] Samtidigt avsänktes Finngruvan från 12 till 25 *m* djup, där botten mätte c:a 14 *m* i längd; maximibredden var omkring 7,5 *m*. Kopparkisen befanns därvid uppträda fläckvis i skarnet och uppgives, att dylik insprängd malm var anstående i botten och i en takstross i sydost.

Efter år 1903 har, med undantag för år 1908, då omkring 1 495 ton kopparmalm upptogs för anrikningsförsök, intet arbete av betydenhet utförts i Yxsjöfältet förrän hösten 1917, då Nävergruvan länsades för att provbrytas, icke för kopparkisens skull utan för *scheelitens*.

[1] I övrigt endast sparsamt av kopparkis insprängd i skarnet.

Scheelitens upptäckt och historia i Yxsjöfältet.

Den, som först upptäckt scheelit i Yxsjöfältet, torde varit L. J. IGELSTRÖM. Han skriver nämligen i ett brev,[1] daterat Grythyttehed och Hellefors den 19 maj 1862, till A. E. NORDENSKJÖLD följande: »Jag har nu påträffat det utmärktaste Schéelit fundställe i Sverige. Den kristalliserar här i tetrag. octaedrar af 1—1½ tums diameter, sittande tätt tillsammans. — — — —» I ett senare brev av den 26 maj 1862 till NORDENSKJÖLD säger IGELSTRÖM vidare: »Schéeliten, hvarom jag sist skref, förekommer vid Yxsjö koppargrufva i Nya Kopparbergs socken, förut bekant genom HISINGER, för en ymnig Flusspattillgång. Malmgången omgifves närmast af kalksten, men på några famnar därifrån begränsas denna kalkstock (rättare kalklager) dels af Hornblendesten, dels ock af den i orten allmänna Hälleflintartade Gneissen. Scheeliten sitter vanligen i en Malakolitmassa — — — —. Scheeliten synes wara långt allmännare än man för några år sedan förmodat: den har funnits af mig äfven vid 2:ne jerngrufvor här i trakten, dock så sällsynt att jag icke kunnat få mer än några stuffer derifrån. Schéeliten från dessa ställen (från Ställbergs gårds jernskärpning i Hellefors socken och från Sörgrufvan i Nya kopparbergs socken) ger icke den *wackra blå* perlan med Fosforsalt i reduction som Yxsjö Schéeliten, ehuru alla med syror förhålla sig utmärkt lika. Möjligen kan en jernhalt hos det ena eller det andra slaget vara orsaken härtill, eller ock kanske är det någon ovanlig syra, som finnes, jämte Wolframsyran, i en del Schéeliter? Jag tror, att det ej vore så oäfvet att undersöka Schéeliten från olika fundställen: Nykroppa Schéeliten och den från Ställberg likna ej heller hvarandra fullkomligt.»

I sitt arbete: »Falutraktens berggrund och malmfyndigheter»[2] omnämner GEIJER i fråga om scheeliten i Yxsjöfältet att »vid en av de mindre gruvorna är scheelit ej sällsynt».

Enligt benäget meddelande av Herr förvaltaren A. HYGRELL i Lindesberg skulle i mitten av juli 1917 herr HYGRELL och dåvarande gruvfogden vid Yxsjögruvor, ARV. SVANTESSON, i varpen vid Nävergruvan funnit rikligt av scheelit, vilket gav anledning till, att scheelit här började utskrädas. Enligt uppgift av gruvfogde SVANTESSON skall han ur Nävergruvans varp hava utskrätt c:a 1 ton

[1] Förvarat i Riksmuseets mineralogiska samlingar, Sthlm. Benäget meddelat av N. ZENZÉN.
[2] Sv. Geol. Unders. Årsbok 10 (1916): N:o 1, s. 240—241.

scheelithaltig produkt, varav c:a 40 % bestod i det närmaste av ren scheelit, återstoden utgjordes till c:a 25 % av scheelit[1].

Den rel. rikliga tillgången på scheelit i Nävergruvevarpen gav anledning till, att Nävergruvan länsades, och brytning påbörjades härstädes för utvinnande av scheelit i slutet av år 1917. Scheelitförande hedenbergitskarn med kopparkis och flusspat, samt övriga, i det följande närmare beskrivna, mineral befanns då anstå i gruvans båda gavlar. Gruvans djup uppgives efter länsningen varit c:a 12 à 15 m.

Vid länsning av Båtgruvan i början av år 1918 visade sig scheelit även här uppträda, dock till synes icke lika rikligt som i Nävergruvan.

Stockholms Superfosfat- Fabriks A.-B provbröt gruvorna under 1:sta halvåret 1918, varefter köp av fältet skedde i juli samma år.

På grund av det höga wolframpriset under krigsåren uppfördes av nämnda bolag ett våtanrikningsverk, bestående av, förutom krossmaskineri (Blake's tugg, kollergång och valskrossar), 3 sättmaskiner samt 3 skakbord.

Vid tiden för anrikningsverkets uppförande var scheelitens allmänna förekomstsätt i skarnet och scheelitindividernas storlek föga eller icke alls kända. Det därför icke rationellt byggda anrikningsverket kom också att arbeta synnerligen otillfredsställande vad scheelitutbytet beträffar, och, då tillika wolframpriset sedermera avsevärt sjönk, inställdes anrikningen i början av år 1920. Sammanlagt hade då i anrikningsverket producerats c:a 37 ton scheelit-slig med en genomsnittlig WO_3-halt av omkring 60 % (variationer 50—70 % WO_3). I det följande återkomma vi till skarnets scheelithalt.

Några uppgifter rörande svenska scheelitförekomster.

Det har redan framhållits, att Yxsjöfältet torde med säkerhet vara Sveriges största, hittills kända fyndställe för scheelit. Scheelit är visserligen, som bekant, känd från ett rel. stort antal lokaler i landet men då mera som ett sporadiskt uppträdande mineral. I Yxsjöfältets skarnbildningar är däremot scheelit, ehuru i varierande mängd, en ganska konstant och kännetecknande beståndsdel.

Innan förf. övergår till en redogörelse för sina studier över Yxsjöfältets geologi och petrografi, återgives här nedan en förteckning på en del svenska fyndorter för scheelit.

---

[1] Meddelande i brev till förf. — Igelström omnämner scheelitklumpar i varpen år 1871.

1. Åkergruvan vid Nykroppa (först funnen här av Igelström[1]).
2. Kogruvan i Nordmarken (först funnen här av A. Sjögren[2]).
3. Grundsjögruvan i Nordmarken[3].
4. Långbans gruvor[2].
5. Jordåsgruvan vid Persberg[1, 2].
6. Torskebäcksgruvan i Högbergsfältet, Persberg[2].
7. Borns koppar-(silver-)gruva (först funnen här av Igelström[1]).
8. Malsjö och Gullsjö kalkbrott i västra Värmland[2].
9. Norra Hammargruvan i Grängesberg[3].
10. Bispberg[3].
11. Dalkarlsberg (Övre Storrymningen[3], Kringlan[5], Djupgruvan[3]).
12. Norberg (Hackspikgruvan[3], Åsgruvan[3], (i den senare först funnen av K. F. Johansson[4]).
13. Röberget, Rökärr och Kärrgruvorna i Norrbärke[6] (scheelitförande biotitskölar).
14. Sörgruvan i Ljusnarsbergs socken (Igelström[7]).
15. Ställbergs gårds »jernskärpning» i Hellefors socken (Igelström[7]).
16. Gustavsbergsgruvan i Ramsbergs socken (tillsammans med kopparkis i svartmalm[8]).

Ovan meddelade förteckning gör dock icke anspråk på att vara fullständig. Speciellt torde man i Yxsjötrakten kunna vänta flera fyndställen för scheelit, om ock icke i tillnärmelsevis så stor mängd som uti Yxsjöfältet. Detta antagande stöder sig på det förhållandet, att, sedan Yxsjögruvorna börjat bearbetas på scheelit, ortsbefolkningens uppmärksamhet, helt naturligt mera riktats på nämnda mineral samt också lett till påvisande av scheelit i hedenbergitskarn[9], c:a 3 *km*. norr om Yxsjöfältet, nära den s. k. Lertjärn, belägen ej långt från sydvästra stranden av Norra Hörken. Vidare har ett löst block, förande scheelit i rikligt flusspatförande hedenbergitskarn, anträffats c:a 5 *km* söderut från Yxsjön och väster om Ö. Älvhöjden. Den av Igelström omnämnda »Ställbergs gårds jernskärpning» torde vara identisk med den redan på Törnebohm's Bergslagskarta (blad 4) utmärkta järnmalmsförekomsten i Ställberget[10], belägen 11 *km* söder om Yxsjön, i leptitarean strax väster om granitbatoliten i Stora Uvberget.

1 G. F. F., Bd. 7, 1884, s. 107.
2 G. F. F., Bd. 2, 1875, s. 408. Jfr Igelström's uppgift i G. F. F., Bd. 7, s. 107.
3 Stuffer i Riksmuseets samlingar, enl. ben. meddelande av N. Zenzén.
4 G. F. F., Bd. 14, 1892, s. 61.
5 A. Erdman's mineralogi, 1:sta uppl.
6 G. F. F., Bd. 29, 1907, s. 291.
7 Enl. anfört brev till A. E. Nordenskjöld av 19/5 1862.
8 Ben. meddelande av Bergsingeniör R. Lundgren.
9 Fyndet angives t. o. m. hava inmutats. Uppgift av gruvfogde Herlin, Yxsjö.
10 Icke att förväxla med de bekanta, manganförande järnmalmerna i Ställberg.

Översikt av de geologiska och petrografiska förhållandena i trakten omkring Yxsjöfältet.

Huvuddragen i berggrundens tektonik inom de trakter, som närmast omgiva Yxsjöfältet, framgå av fig. 1. Man finner därav, att Yxsjöfältets scheelit- och sulfidförande skarn-»lager» uppträda ungefär mitt uti leptitarean mellan sjön N. Hörken i öster och det vidsträkta området av Järna-granit, som, på c:a 7 *km* avstånd från Yxsjön, bildar samma leptitterrängs begränsning mot väster. Norrut sammanhänga Yxsjöområdets leptitbergarter direkt med Grängesbergstraktens och leptitbältet väster om sjön Vässman, i östlig och sydlig riktning med det vidsträckta leptitdistriktet inom Ljusnarsbergs-, Hellefors-, Hjulsjö-, Järnboås-, Linde- och Nora (med Viker-) socknar.

Leptitterrängen i Yxsjötrakten når i allmänhet en höjd av omkring 300 *m* ö. h. Över denna resa sig de, i leptitbergarternas strykning utdragna, åsformade, s. k. »äldre» urgranitmassiven till mer än 400 *m* höjd ö. h. På Törnebohm's »Geologisk Öfversiktskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag», Bl. 4, äro dessa intressanta urgranitmassiv, till ett antal av sex stycken, inlagda som långsträckta »öar» inuti leptitarean söder om Yxsjöfältet, i området mellan Hörken- Annefors- och Bergslagernas järnväg. Även H. E. Johansson omnämner desamma i sin Grängesbergsmonografi[1] och har dessutom på sin översiktskarta[2] över Grängesbergstrakten ytterligare inlagt ett dylikt urgranitmassiv mellan Pingstaberg och N. Hörken. Nämnda forskare omnämner redan det högst intressanta och betydelsefulla förhållandet, att ifrågavarande bergarter omkring Pingstaberg äro karakteriserade av en drusighet samt en riklig flusspathalt, en egenskap, som vi återfinna hos Yxsjöskarnet i synnerligen hög grad. Här må endast ytterligare tilläggas, att även några andra, för Yxsjöskarnet karakteristiska mineral såsom molybdenglans, koppar- och svavelkis (samt i ett sällsynt fall scheelit) i små mängder kunnat spåras i dessa, s. k. »äldre urgraniter».

Johansson söker, ifråga om Grängesbergsområdet, härleda dessa, under nomenklaturen »röda gnejser» (»Rote Gneise»[3]) sammanförda urgraniters bildning ur sin magmatiska differentiationshypotes för leptitformationens alla bergarter. Förf. kan emellertid icke förstå resonemanget härutinnan, då redan av Johansson's beskrivning av

[1] G. F. F., Bd. 32, 1910, s. 255—256.
[2] l. c., Tavla 13.
[3] l. c., s. 245—260.

den intressanta, likaledes flusspat-förande, urgraniten[1] i Gudmundberget framgår, att denna är intrusiv[2] i förhållande till omgivande leptiter.

Vad de ovannämnda urgranitbergarterna söder om Yxsjöfältet beträffar, kunna de emellertid omöjligen härledas ur någon differentiationsprocess i den mening, som JOHANSSON uppställt för de analoga bergarterna inom Grängesbergsområdet.

Det framgår nämligen, såväl av stryknings- som stupningsriktningar hos leptitbergarterna i Yxsjötrakten, att leptitarean måste anses vara sammanveckad i flera, nu ednivellerade syn- och antiklinaler, samt att de nämnda urgranithöjderna uti densamma sannolikt äro att uppfatta som de genom denudationen blottlagda delarna av den i antiklinalerna intruderade granitmagman[3]. Som stöd för denna åsikt må bl. a. anföras, att leptitbergarterna i ett fall på ömsesidor om en sådan granithöjd (Djupdalshöjden) synas stupa från densamma åt motsatta håll.

Enligt en sådan uppfattning av Yxsjötraktens tektonik torde man få anse, att de nu blottlagda urgranit-(antiklinal-)batoliterna under leptittäcket sammanhänga med varandra.

Avståndet från Yxsjöfältets skarnbildningar (300 *m* ö. h.) till de närmast söder därom, i leptitterrängen uppdykande urgranitbatoliterna i Vinterhöjden (422 *m* ö. h.) och Djupdalshöjden (420 *m* ö. h.) är c:a 4 *km*. Leptitformationens strykning är något norr om ifrågavarande urgranithöjder resp. NV—SO och NO—SV, stupning resp. brant (60°) mot NO och NV Det vill med andra ord säga, att granitbatoliterna till synes falla in under Yxsjöfältet, och det är därför sannolikt, att urgranit, ehuru icke blottad genom denudationen, anstår under själva fältet. De förut omnämnda urgranitbergarterna mellan Pingstaberg och sjön Hörken äro därför med all sannolikhet under leptittäcket konnekterade med de söder om Yxsjöfältet uppträdande granitbatoliterna.

Leptitbergarterna uti Yxsjöområdet kunna i allmänhet karakteriseras som rödlätta, delvis porfyriska, delvis jämnkorniga »natron»-leptiter. Väster om Yxsjön, i trakten mellan Nittkvarn och Järnagraniten, iakttagas här och där hällar av gråa, mera biotitrika »natron»-leptiter.

Leptitformationens strykning inom området är varierande. Väster om Yxsjön råder en i stort sett NV—SO strykning och brant

---

[1] Här må påpekas, att N. Hammargruvan, som även för scheelit och flusspat, uppträder i hängandet av ifrågavarande, flusspatförande urgranit.

[2] l. c., s. 259.

[3] Jfr GEIJER: On the intrusion mechanism of the archean granites of Sweden. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, Vol. XV, s. 47—60.

stupning mot NO, som även förefinnes inom den västliga skarnkalkstenskomplexen i Yxsjöfältet (fig. 1.). I östra delen av nämnda fält vänder sig emellertid strykningen i Ö—V (jfr fig. 1) för att ännu längre österut, i området mellan N. Hörken och Pingstaberg, övergå i NO—SV. Det är i vissa fall påtagligt, att leptiternas divergerande strykningsriktningar äro beroende av de intruderade urgranitbatoliterna.

Här och där inom leptitarean uppträda intrusiva, metamorfoserade grönstensbergarter, i det följande sammanförda under beteckningen amfiboliter. De uppträda vanligen i leptiterna och följa deras strykning (lagergångar) men kunna även, såsom t. ex. fallet är i Yxsjöfältet, i flera, parallella gångar genomsätta kalkstenslagren längs strykningen (fig. 4), varvid grönstensgångarna visa sammanveckning och avslitning, indikerande sammanstukning inom karbonatbergarterna på grund av veckningsrörelser inom leptitberggrunden. Utefter gränsen mellan amfibolit och kalksten är då utbildad en smal kontaktzon[1].

Av största betydelse för malmbildningen i området hava de relativt talrika kalkstensförekomsterna varit. Speciellt i Yxsjöfältet hava de verkat som »absorptionsapparat» för den under fluorpneumatolys tillförda wolframmetallen och sulfiderna (kopparkis, svavelkis, magnetkis och molybdenglans). Även de talrika järnmalmsfyndigheterna i leptitterrängen (jfr fig. 1) mellan de förut omnämnda granitbatoliterna torde i allmänhet vara knutna till helt eller delvis förträngda karbonatbergarter. Så är åtminstone förhållandet med den helt obetydliga järnmalmen inom det scheelitförande Yxsjöfältet.

Hittills är scheelit påvisad på fyra platser inom leptitområdet: 1) Vid Ställbergs gårds »jernskärpning» (Igelström); 2) i Yxsjöfältets skarnbildningar; 3) söder om Lertjärn, belägen sydväst om Norra Hörken; 4) i trakten av Älvhöjden, söder om Yxsjöfältet. På sistnämnda ställe är scheeliten funnen[2] i ett löst block av flusspatrikt hedenbergitskarn. Huruvida detta härstammar från det norr därom belägna Yxsjöfältet eller från något icke blottat skarnlager är ovisst.

Ett gemensamt drag hos alla dessa scheelitförekomster i Yxsjötrakten är scheelitens konstanta uppträdande tillsammans med vanligen rikliga mängder flusspat, otvivelaktigt hänvisande på scheelitens och åtföljande sulfiders bildning genom pneumatolytiska processer.

[1] Om tydningen av dylika kontaktzoner jfr Eskola: On the petrology of the Orijärvi region etc. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 40, s. 163 och Lindroth: Geol. och petrogr. studier inom den malmförande formationen omkring Ramhäll. S. G. U. Årsbok (1915).

[2] Torde först påträffats här av gruvfogde Herlin vid Yxsjö gruvor.

Uti kvartsinjektioner i leptiterna i trakten av Pingstaberg, nära järnvägslinjen mellan Hörken och Annefors, uppträder molybdenglans i mycket små kvantiteter[1]. Denna kiselsyretillförsel i leptitbergarterna härstädes motsvaras i Yxsjöfältet av en riklig SiO_2-tillförsel till karbonatbergarterna.

Så vitt hittills är känt hava de pneumatolytiska processerna icke tillfört zink eller bly uti Yxsjöfältets skarnbildningar. Dessa sulfider finna vi däremot »fixerade» uti Blybergsfältet, strax öster om sjön St. Kumlan, 10 *km.* SV om Yxsjöfältet. På västra stranden av nämnda sjö reser sig en av de förut omnämnda urgranitbatoliterna. Liksom i Yxsjöfältet torde även i Blybergsfältet karbonatbergarter bildat »absorptionsapparat» för sulfiderna, som ställvis åtföljas av flusspat, angivande fluor-pneumatolys.

Yxsjöfältets tektonik.

De tektoniska förhållandena i Yxsjöfältet äro jämförelsevis enkla, om de också, på grund av jordbetäckning och relativt obetydliga

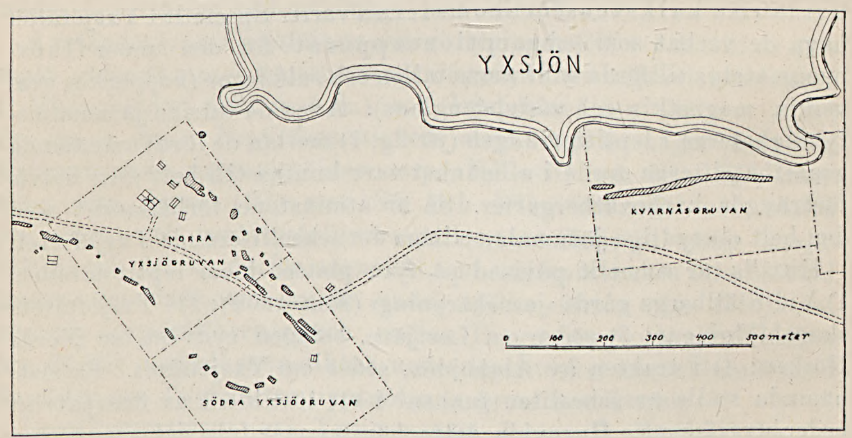


Fig. 2. Figuren utvisar Norra- och Södra Yxsjögruvornas samt Kvarnåsgruvans utmåls inbördes läge.

gruvundersökningar, i vissa detaljer ännu äro mindre kända. Detta gäller särskilt fältets västra del, som omfattar Norra- och Södra Yxsjögruvornas utmål (fig. 2). Den östra delen, omfattande Kvarnås- och Dammgruvans utmål, är däremot i sina tektoniska drag fullständigt känd.

[1] Molybdenglansfyndet inmutades under krigsåren men befanns värdelöst.

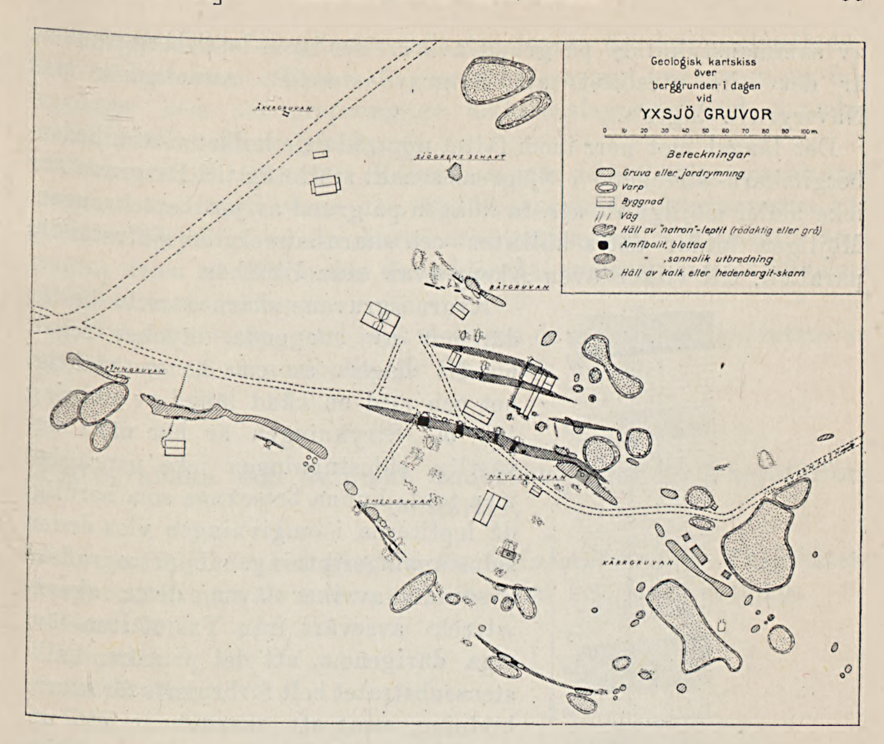


Fig. 3.

Fig. 3 lämnar en översikt av förhållandena i dagen i västra delen av Yxsjöfältet. I en sidosten av vanligen rödaktig »natronleptit» uppträda till synes 4 parallella »streck» av kalksten och hedenbergitskarn. Dessa äro:

1. Finngruve—Smedgruve-»strecket» (sydligast).
2. Nävergruve—Kärrgruve-»strecket».
3. Båtgruve-»strecket».
4. Sjögrens schakt-»strecket» (nordligast).

Anmärkas bör dock, att sammanhanget mellan Båtgruvan och Nävergruve-»strecket» icke är klarlagt. En tvärort (fig. 4), som drivits från Nävergruve-»strecket» norrut mot Båtgruve-»strecket», visar nämligen en avsevärd mäktighet hos Nävergruvans kalklager, uppgående till minst 35,3 *m*. I denna mäktighet ingå dock 5 intrusiva lagergångar av amfibolit med sammanlagt 10,5 *m* mäktighet. Även om denna mäktighet hos Nävergruve-»lagret» är en följd

av sammanstukning[1] på grund av rörelser inom leptitberggrunden, är det icke uteslutet, att Båtgruve-»strecket» sammanhör med Nävergruve-»lagret».

Det längst mot norr inom fältet uppträdande kalksten- och hedenbergitskarn-»streckets» i Sjögrens schakt ställning till Båtgruva när icke heller möjligt att utreda i dagen på grund av jordbetäckningen. Möjligen bildar detta kalksten- och skarn-»streck» en självständig parallell, till vilken även Åkergruvan sannolikt hör.

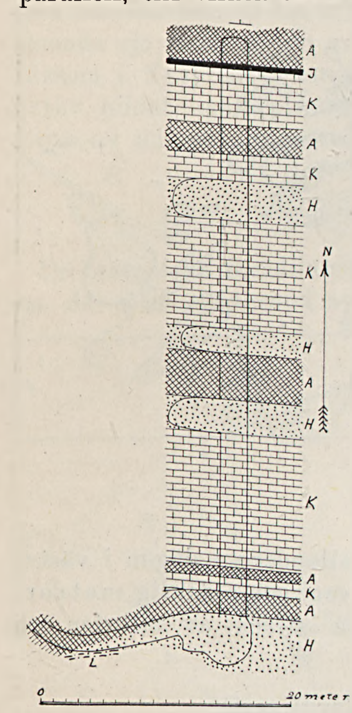


Fig. 4. Horisontal skärning genom tvärort, driven genom en del av Nävergruve»strecket». A = amfibolit; H = hedenbergitskarn; J = magnetitmalm; K = kalksten; L = leptit; ⊥ = stupning.

Kvarnåsgruvans skarn-»streck» består däremot av ett enda, mycket regelbundet »lager» av c:a 3,5 *m* mäktighet och med en känd längd av omkring 170 *m*. Strykningen är här nära ostvästlig, sidostupningen icke utpräglad men torde kunna betecknas som nordlig, då leptiterna i omgivningen visa denna sidostupningsriktning. I petrografiskt avseende avviker även detta skarn-»streck» avsevärt från Yxsjöfältets övriga därigenom, att det primära kalkstenssubstratet helt förbrukats för skarnbildning, samt att skarnet är ett utpräglat amfibolskarn med en relativt hög alkalihalt.

Inom Norra- och Södra Yxsjögruvornas utmål är strykningen något undulerande (jfr fig. 2 och fig. 3) men äger i stort sett NV—SO riktning och sidostupning mot norr eller NO, c:a 70°. Nämnda strykning är, som nämnt, rådande inom leptitformationen väster om Yxsjön (Nittkvarn), och avvikelsen från strykningen i Kvarnåsen beror sannolikt på veckningar. Mäktigheten hos de olika »strecken» är icke säkert känd, men man torde få antaga, att den är av ungefär den storleksordning, som anförts för Kvarnåsen. Dock visar den ovan nämnda tvärorten (fig. 4) i Nävergruvan en i vissa fall betydligt större mäktighet, som emellertid även kan förklaras på ovan angivet sätt.

[1] Man känner från några ställen inom den mellansvenska leptitformationen dylika abnorma mäktigheter hos kalksten-skarnkomplexer. Exempelvis kan Ryllshyttefältet anföras, där Kompanigruvans sydligaste skarn-»streck» genom sammanstukning svällt ut till c:a 50 *m* mäktighet, under det att det primära kalklagret endast varit c:a 5—10 *m* mäktigt.

Stora delar av de primära kalkstenslagren äro här omvandlade i hedenbergitskarn. Dessa »förskarnade» partier kunna i vissa fall upptaga hela det ursprungliga kalkstenslagrets bredd, i andra enstaka delar därav (jfr fig. 4).

Förklaringen till, att i Kvarnåsen icke något kalkstenssubstrat finnes kvar, torde vara den, att de skarnbildande agentierna här haft en betydligt mindre karbonatbergartsmängd att omsätta än i västra delen av fältet, där de »adderade» ämnena däremot fördelats på flera karbonatlager.

I Yxsjöfältets byggnad ingå slutligen de ganska talrika, intrusiva lagergångarna av amfibolit (jfr fig. 3 och fig. 4).

Petrografiska och kemiska undersökningar av Yxsjöfältets bergarter.

I den följande redogörelsen för förf:s studier över Yxsjöfältets bergarter komma de senare att behandlas i följande ordning:

Graniter.
Leptiter.
Amfiboliter.
Kalkstenar.
Skarnbergarter med dem åtföljande scheelit och sulfider samt järnmalmer.

Graniter.

Vi hava i Yxsjöområdet att särskilja två olika slag av granitförekomster nämligen: 1) de förut omnämnda granit- (antiklinal-) batoliterna, vilka »ö-formigt» uppträda inom själva leptitarean (fig. 1) och: 2) det vidsträckta område av granitbergarter (Järnagranit), vilket begränsar leptitformationen mot väster och här bildar berggrunden inom ett betydande område av minst 100 *km* längd i nord-sydlig utsträckning.

Av dessa synes den första granitgruppen från malmgeologisk synpunkt äga det största intresset. På grund av bl. a. sitt geognostiska förekomstsätt torde den även vara äldre än den senare. Någon kontakt emellan de olika granitgrupperna har förf. emellertid icke varit i stånd att uppleta, trots ivrigt sökande.

På grund av sina deformationstrukturer har förf. här benämnt den första gruppen gnejsgraniter.

Den följande redogörelsen för förf:s studier av graniterna inom

Yxsjötrakten gör icke anspråk på att vara någon fullständig behandling av dessa bergarter. Detta gäller särskilt det stora granitområdet (Järnagranit) väster om Yxsjöfältet. Det är tydligt, att ett klarläggande av hela detta vidsträckta granitområde måste kräva en relativt lång tid, varför det för förf. under nuvarande förhållanden var otänkbart att inlåta sig på den nog så intressanta uppgiften. Då förf:s studier i Yxsjöområdet emellertid i första hand gällde Yxsjöfältet, föll sålunda även uppgiften helt utanför undersökningens ram. I det följande kommer förf. därför endast att kort dröja vid detta granitområde.

Gnejsgraniter.

Som redan framhållits framträda dessa bergarter topografiskt i, över leptitterrängen sig höjande, åsformade berg med längdutsträckningen ungefär i leptitformationens strykningsriktning.

Bergarterna i dessa granitberg inom leptitformationen, söder om Yxsjöfältet, äro varandra mycket lika. En stuff från t. ex. Vinterhöjden (fig. 1) kan sålunda icke skiljas från en tagen uti den mera östligt därom belägna Djupdalshöjden.

Såsom typ för dessa gnejsgraniter kunna vi därför taga ett prov, taget ur högsta punkten på Vinterhöjden (422 *m* ö. h.). Det makroskopiska utseendet hos detta prov vill fig. 5 söka åskådliggöra.

Bergarten äger en ljus rödaktig färg. Parallellstrukturen i fast klyft är något markerad genom de här och där inströdda biotitfjällens anordning. En viss flasrighet ger sig tydligt tillkänna i utslagna stuffprof.

Kornstorleken hos gnejsgraniten kan bedömas av följande, vid mätning erhållna värden: å tavelformig plagioklas 0,8 × 1,6 *mm*, 0,9 × 2,0 *mm*, 0,9 × 0,9 *mm*, 1,6 × 1,6 *mm* och 1,3 × 1,7 *mm*; å mikroklinperthit 1,3 × 1,6 *mm*, å kvartsfält 0,9 × 1,3 *mm*.

Gnejsgraniten sammansättes i det undersökta provet av följande mineral: 48,1 vikt % kvarts, 26,2 vikt % plagioklas, 18,9 vikt % mikrolinpertit, 6,3 vikt % biotit, 0,5 vikt % magnetit och 0,02 vikt % apatit, vartill komma flusspat (sporadiskt), zirkon samt något rödbrun järnoxid, som dels pigmenterar fältspaten, dels avsatt sig i kornfogar och sprickor. Av denna järnoxid erhåller även kvartsen en i rödbrunt gående färgton.

Av den granitiska bergartens stelningsstruktur är föga bevarat. Det enda torde vara en hos plagioklas, och mera sällsynt hos mikrolinpertit, delvis bibehållen idiomorf begränsning. Eljest har den

mekaniska deformation, som bergarten undergått, utplånat de primära strukturdragen (fig. 6).

Kvarts-fälten äro mest påverkade av denna mekaniska deformation och alltid uppdelade i en regelbunden mosaik (kornstorlek i denna i medeltal 0,2 *mm*) samt visa stark undulös utsläckning.

Plagioklasen däremot synes vara mera oberörd av den mekaniska deformation, som så utpräglat avspeglas hos kvartsen. Den bildar tavlor efter (010) med vanligen naggade konturlinjer; dock äro individerna ibland, åtminstone delvis, väl idiomorft begränsade, t. ex. av (001). Enkel zonalbyggnad är icke så ovanlig och ger sig till känna

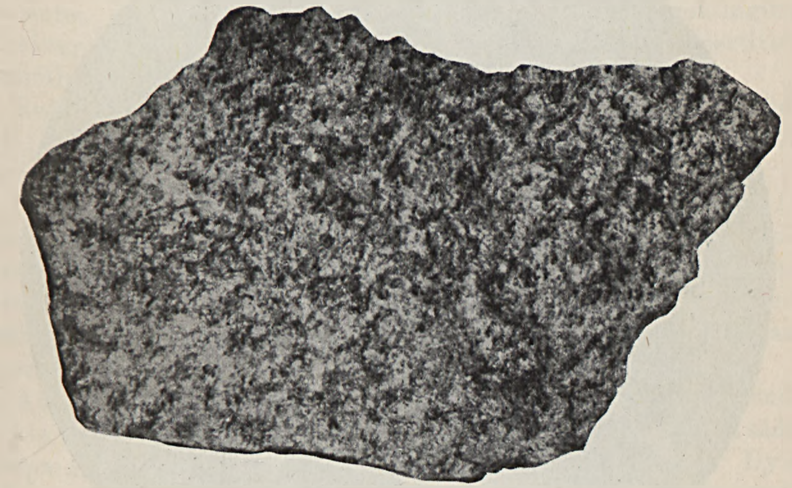


Fig. 5. Rödaktig gnejsgranit från Vinterhöjden i Yxsjöområdet. Svart = biotit. C:a 1/2 naturlig storlek.

på sådant sätt, att kristallens, av sericit grumlade mittparti avgränsas mot den från dylika omvandlingsprodukter fria och klara randzonen genom raka linjer, löpande parallellt med uppträdande kristallytor. En tätt upprepad lamellering efter albitlagen, någon gång kombinerad med tvillingbildning efter periklinlagen, är vanlig.

Flera bestämningar av utsläckningsvinklar i snitt ⊥ (010) och av utsläckningen ⊥ (010) och (001) hava givit som medelvärde för plagioklasens sammansättning Ab_{90} An_{10}. De högsta värden, som erhållits, äro Ab_{88} An_{12}, de lägsta Ab_{93} An_{7}. I randzonen hos en zonalbyggd plagioklastavla var sammansättningen nära ren albit.

Plagioklasen innesluter stundom små, antipertitiska, oregelbundna, gitterstruerade fläckar av mikroklin. Därför torde plagioklasen även innehålla Or-molekyler. JOHANSSON angiver som sam-

mansättning hos plagioklasen uti den, i geologiskt och petrografiskt avseende likställda »gnejsen» i Lomberget värdet Or_8 Ab_{82} An_{10}.[1] Jämte de små sericitfjällen i plagioklasens kärna förekomma i densamma spridda, större individ av biotit.

I de undersökta slipproven söktes särskilt efter myrmekit vid kontakten mellan olika plagioklas- och mikroklinindivid. Någon typisk myrmekit anträffades emellertid icke.

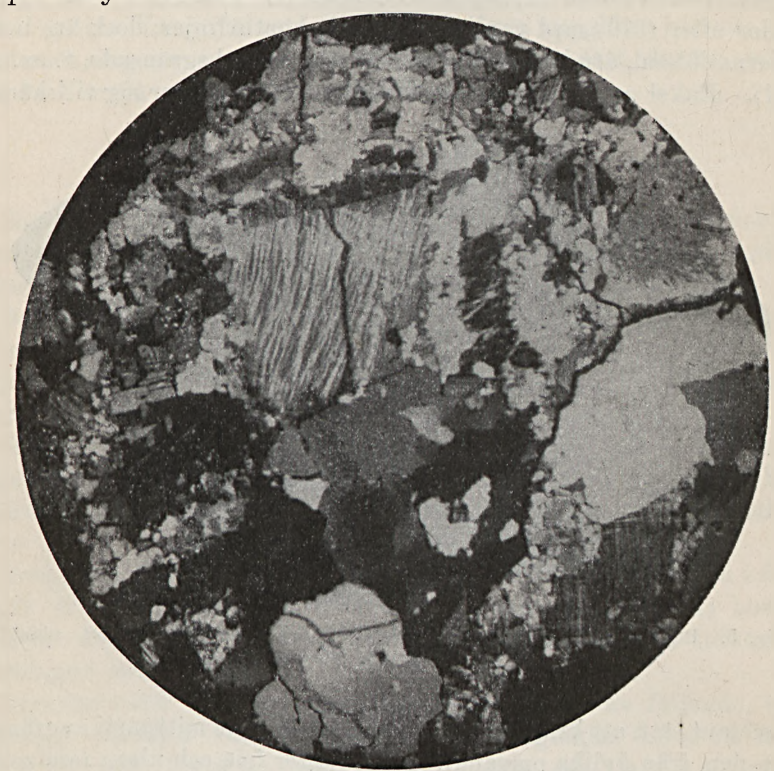


Fig. 6. Struktur hos gnejsgranit från Vinterhöjden i Yxsjöområdet. Nära bildens mitt en tavla av mikroklinpertit. Först. 16 ggr. Nic. +.

Mikroklinpertiten är mera mekaniskt deformerad än plagioklasen. Visserligen förekomma uti de undersökta preparaten enhetliga individ med tavelform (jfr fig. 6), men därjämte uppträda fält, granulerade i mindre individ (c:a 0,1 *mm*) med rätlinig, polygonal begränsning.

Mikroklinfältspaten är i allmänhet mycket starkt pertitiskt utbildad, men olika individ förhålla sig därvid rätt olika beträffande

---

[1] G. F. F., Bd. 32, s. 249.

mängden »utsägrad» plagioklassubstans, ävenså kunna de pertitiska »inlagringarna» vara mer eller mindre talrika inom olika delar av samma kalifältspatkristall. Ibland ses sådana individ, som innehålla minst 30—40 vol. % av plagioklaskomponenten (jfr fig. 6), i andra fall träffas sådana, där pertitisk inväxning icke märkbart framträder, men mikroklingitterstrukturen är då i stället så mycket vackrare markerad.

Begagnar man JOHANSSON's[1] indelning av kalifältspaten efter pertithalten, torde den här ifrågavarande fältspaten kunna betecknas som en mikroklinpertit III.

Gränslinjerna mellan mikroklin- och den invuxna plagioklaskomponenten är alltid mycket distinkt och skarp.[2] Mikroklingitterstrukturen kan i allmänhet väl skönjas även i de mest pertitiska kalifältspatindividerna.

Redan här måste förf. förutskicka det intressanta förhållandet, att Yxsjöfältets skarn, speciellt Kvarnåsgruvans, innehåller lokalt synnerligen rikligt av en nära analog mikroklinpertit.

Granitbergarten ifråga kan betecknas som mycket salisk. Den innehåller endast små mängder biotit, vilken uppträder i spridda, oregelbundet begränsade flak med interpositioner av kvarts, magnetit, apatit och zirkon. Icke sällan äro dessa biotitflak genom deformationen uppdelade i ett aggregat av mindre individ, visande biotitens sena bildning i bergarten.

Av speciellt intresse är, att gnejsgraniten i en del av de undersökta preparaten för flusspat. Mikroklinpertiten visade i ett sådant preparat en vacker idiomorf begränsning mot flusspatfältet. Dylika idiomorfiförhållanden mellan mikroklinpertit och flusspat observeras även i Kvarnåskarnet.

I detta samband bör även erinras om de drusiga, stark flussspatförande, gnejsgranitiska bergarter av liknande slag, som redan JOHANSSON[3] omnämnt från trakten av Pingstaberg, c:a 6 *km* öster om Yxsjöfältet (jfr fig. 1).

Å ett stuffprov, vägande c:a 1,5 *kg*, utfördes av förf. en fullständig analys, vars resultat angives i tab. I.

Mellan de av JOHANSSON och GEIJER publicerade analyserna av resp. »gnejs» från Lomberget[4] och granitgnejsen[5] vid Falun samt

[1] G. F. F., Bd. 32, s. 248.
[2] Jfr HOLMQUIST: Studien über die Granite von Schweden, s. 87.
[3] G. F. F., Bd. 32, s. 255—256.
[4] G. F. F., Bd. 32, s. 250.
[5] l. c., s. 50.

analysen av gnejsgraniten från Vinterhöjden råder, som nedanstående sammanställning visar, en ganska stor överensstämmelse.

Tab. I.

Gnejsgranit från Vinterhöjden, c:a 5,5 km. sydväst om Yxsjöfältet.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm			Modus		
SiO_2	78.55	130.26	84.2	Q	46.02	%	Kvarts	48.1	vikt %
TiO_2	0.05	0.06	—	Or	21.88	»	Plagioklas $Ab_{90}An_{10}$	26.2	» »
Al_2O_3	11.46	11.21	7.2	Ab	19.83	»	Mikroklinpertit . .	18.9	» »
Fe_2O_3	0.63	0.39	—	An	6.39	»	Biotit	6.3	» »
FeO	1.31	1.82	1.2	Cor	1.25	»	Magnetit	0.5	» »
MnO	0.05	0.07	—	Σ sal	95.37	»	Apatit	0.02	» »
MgO	0.53	1.31	0.8	Hy $MgSiO_3$	1.31	»	(Flusspat)		
CaO	1.29	2 30	1.5	Hy $FeSiO_3$	2.40	»		100.02	» »
Na_2O	2.34	3.77	2.4	Hy $MnSiO_3$	0.09	»			
K_2O	3.70	3.92	2.5	Mt	0.90	»			
P_2O_5	0.01	—	—	Il	0.09	»			
Glödgn. förl.	0.33	—	—	Ap	0.02	»			
				Σ fem	4.81	»			
	100.25	—	99.8		100.18	»			

H_2O 110° 0.10 %.

Amerikanska systemet: TEHAMOSE.

	s	A	C	F	a	c	f	n	k	T
OSANN'S system:	84.2	4.9	1.5	2.0	11.7	3.6	4.7	4.9	2.44	0.8

Atomgruppering enl. HOLMQUIST'S beräkningsmetod:[1]

$Si_{42.3}$
$Si_{31.6}Al_{11.4}Ca_{1.3}Na_{4.3}K_{4.6}$ (+ $Al_{1.5}$)
$Si_{0.8}Mg_{0.8}$
$Fe_{1.5}$
S = 0.67

	I	II	III
SiO_2	78.55 %	77.92 %	77.28 %
TiO_2	0.05 »	0.13 »	0.04 »
Al_2O_3	11.46 »	11.75 »	12.36 »
Fe_2O_3	0.63 »	0.82 »	—
FeO	1.31 »	0.73 »	1.35 »
MnO	0.05 »	0.02 »	0.10 »

[1] Studien über die Granite von Schweden. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala Vol. VII, 1904—1905, s. 89—93.

	I	II	III
MgO	0.53 %	0.20 %	0.15 %
CaO	1.29 »	1.34 »	0.56 »
Na_2O	2.34 »	3.89 »	3.87 »
K_2O	3.70 »	2.86 »	4.19 »
P_2O_5	0.01 »	0.02 »	0.03 »
Glödgn. förl.	0.33 »	—	0.60 »
H_2O	—	0.28 »	—
BaO	—	0.15 »	—
S	—	0.07 »	—
	100.25 %	100.18 %	100.53 %

I. Gnejsgranit från Vinterhöjden i Yxsjöområdet.
II. Granitgnejs v. om Stora Främsbacka, Falun.
III. Röd gnejs i Lomberget, Grängesberg.

Av de genom ovan anförda analyser representerade bergarterna torde I vara minst och II mest berörd av omkristallisation.

Johansson betecknar bergarten III gnejs. Det synes förf., att beteckningen granitgnejs här torde vara lämpligare, ty det framgår medall tydlighet,[1] att ifrågavarande gnejs icke är annat än en omkristalliserad »urgranit», till sitt förekomstsätt och sin sammansättning analog med de beskrivna gnejsgraniterna inom Yxsjöområdet.[2]

Beträffande kontaktförhållandena mellan de beskrivna gnejsgraniterna och leptiterna synes det förhålla sig så, att graniten mot kontakten antager en mera finkornig struktur och synes i övrigt avgjort framgå, att dessa graniter äro intrusiva uti leptitformationen samt yngre än de leptitiska bergarterna. Förf:s uppfattning divergerar alltså mycket i detta avseende från Johansson's, som t. ex. beträffande Lombergsgnejsen vill hänföra denna till leptitformationen. Dock framhåller Johansson tydligt skarpa intrusivkontakter mellan »gnejserna» och leptiterna inom Grängesbergsområdet.[3]

Granitområdet väster om Yxsjötraktens leptitarea (Järnagranit).

Om man på Törnebohm's »Öfversiktskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag», bl. 1 och 4, kastar en blick på ovannämnda granitområde faller genast i ögonen, att Törnebohm använt icke mindre

[1] G. F. F., Bd. 32, s. 245 o. 258—260.
[2] Jfr Johansson, l. c., s. 256. »Diese 'Urgranite' stimmen in chemisch-mineralogischer Hinsicht mit den roten Gneisen des Grängesberger Gebiets nahe überein, obwohl sie meistens etwas gröber und massiger ausgebildet sind.»
[3] l. c., s. 258—259.

än tre olika beteckningssätt för att framhålla grunddragen i denna granitareas sammansättning. På bl. 1, omfattande av ifrågavarande granitterräng området från Väster-Dalälven i norr ungefär ned till Gravendal, särskiljer sålunda Törnebohm följande granitvarieteter: »grov, porfyrartad Örebrogranit», »syenitartad Örebrogranit» (»Järnagranit») och »yngre granit». På bl. 4, där fortsättningen av samma granitområde, söder ut från Gravendal, faller, har emellertid Törnebohm använt sig endast av beteckningarna »Järnagranit» och »yngre granit».

I det preliminära meddelande, som Sundius[1] lämnat över Grythyttefältets geologi, använder nämnda forskare beteckningen »Järnagranit» för ifrågavarande granitområde, som vid sjön Örlingen avskär Grythyttefältets bergarter.

Tillfälle har, som nämnt, icke givits förf. att mera ingående studera ifrågavarande granitterrängs sammansättning. Så mycket vill emellertid förf. hava sagt, att det förefaller, som den av Törnebohm särskilda, s. k. »yngre graniten» icke torde få uppfattas annat än som en mera aplitisk stelningsfacies av samma granitmagma, varur övriga granitvarieteter inom samma område utkristalliserat. Törnebohm's kartbild över granitområdet ifråga torde därför icke få tagas fullt så, som den nu föreligger.

Kontakten mellan Järnagranitområdet och Yxsjötraktens leptitformation går fram c:a 7 *km* väster om Yxsjöfältet (fig. 1). Förf. har icke sett den omedelbara kontakten, men det framgår, att denna i stort sett är skarp. Törnebohm markerar på Bergslagskartan, bl. 1 o. 4, närmast graniten en c:a 2 *km* bred zon av »granulitisk gneis». Detta torde icke fullt motsvara förhållandena; åtminstone förefalla leptitbergarterna t. ex. vid Palahöjden, som på bl. 1 faller inom »granulitisk gneis», icke vara grövre än leptiterna t. ex. vid Yxsjö gruvor.

Av stort intresse är Törnebohm's framhållande av Järnagranitens skarpa kontakter[2] mot omgivande bergarter, t. ex. Leksandskvartsiten, och omnämnande av inneslutna, »skarpkantiga partier af rödlett gneisgranit» uti Järnagranit söder om Sångbergets fäbodar. Förf. har icke haft tillfälle besöka sistnämnda lokal; det hade givetvis varit av stort intresse att få jämföra dessa gnejsgranitbrottstyckens petrografiska karaktär med de nyss förut beskrivna gnejsgraniternas inom Yxsjöområdet. Det torde emellertid vara otvivelaktigt, att även dessa senare äro äldre än Järnagraniten,

[1] G. F. F., Bd. 38, s. 268 och 286.
[2] Beskrivning till blad n:r 1 av Geol. Översiktskarta etc., s. 27.

ehuru, som redan nämnt, dessa bergarter inom Yxsjötrakten icke synas komma i kontakt med Järnagranitområdet.

Vad som är känt rörande granitbergarterna väster om Yxsjöfältets leptitformation och om Järnagranitens petrografi härstammar från Törnebohm och Holmquist. Törnebohm ger sålunda en detaljerad beskrivning av den intressanta, grå, augit-förande graniten vid Gravendals station[1] och omnämner även samma augitförande granit från Lejsundet, c:a 2 mil N. V. om Gravendal. Graniten karakteriseras som en något mer än medelgrov, massformig, grå, augitförande hornbländegranit. Oligoklasen säges i mängd överväga kalifältspaten.[2] Kvartsens kvantitet är betydligt mindre än fältspaternas. Glimmer och hornblände uppgivas förekomma i lika mängder. Augiten är däremot underordnad i förhållande till glimmer och hornblände. Magnetit, apatit, zirkon, titanit, pyrit (och tumalin?) omnämnas ingå som accessoriska beståndsdelar.

Törnebohm angiver följande kristallisationsföljd: apatit, magnetit, zirkon, oligoklas och augit, hornblände och glimmer, titanit, ortoklas och mikroklin samt kvarts. Då Törnebohm emellertid omnämner uralitisering av augiten, torde det emellertid vara svårt att, vad hornbländet beträffar, avgöra, huru mycket som därav är av primärt ursprung.

Holmquist[3] betecknar Järnagraniten som en medelkornig, grå till svagt rödaktig, biotit-hornbländegranit. Rikedomen på plagioklas framhäves, ävenså den stundom mycket underordnade kvartshalten samt den stora mängden närvarande mörka mineral, vilka förläna bergarten en syenitisk habitus. Holmquist säger även, att Järnagraniten kännetecknas av en mycket stark variation i de mörka mineralens mängd.

Av stort intresse är vidare Holmquist's påvisande av kvartsens delvis idiomorfa utbildning och mikroklinfältspatens föga utpräglade pertitkaraktär. Dessa båda drag bilda således en mycket stor olikhet gentemot kvartsens och mikroklinens utbildning i de förut beskrivna gnejsgraniterna i Yxsjöområdet. Plagioklasen uppgives vara delvis ungefär Ab_2An_1, delvis mera albithaltig. Av omvandlingsprodukter omnämnas klorit och epidot. Biotit och magnetit sägas förekomma i riklig mängd.

Den som »grov Örebrogranit» betecknade bergarten från Håns gästgivaregård i Sävsnäs socken och från sjön Närsen i Nås socken

---

[1] G. F. F., Bd. 5, s. 14—18.

[2] Törnebohm angiver såväl mikroklin som ortoklas. Ortoklas uppgives dock icke av Holmquist förekomma i Järnagraniten.

[3] l. c., s. 137—138.

karakteriseras av TÖRNEBOHM[1] som en »jämt grofkornig granit, bestående af blekröd mikroklin, hvit eller gulaktig, än glasig, än grynig kvarts, svart eller svartgrön glimmer, fläckvis fördelad i finfjälliga aggregat». Underordnat uppgives förekomma gulvit oligoklas och något hornblände samt ortit.

Om den »yngre graniten» i trakterna söder om Sävsnäs kyrka säger TÖRNEBOHM, att bergarten ständigt är »utprägladt röd, småkornig till medelgrof, ganska rik på hvit eller blåhvit, glasig kvarts, men därjämte äfven på gulhvit oligoklas». Den svarta eller svartgröna glimmern uppgives däremot förekomma mycket sparsamt.

Efter denna orienterande översikt skall förf. endast redogöra för några studier av en röd granitvarietet, som anstår vid den s. k. Lövsjöväxeln, således i Järnagranitområdets gränszon mot Yxsjöområdets leptitarea.

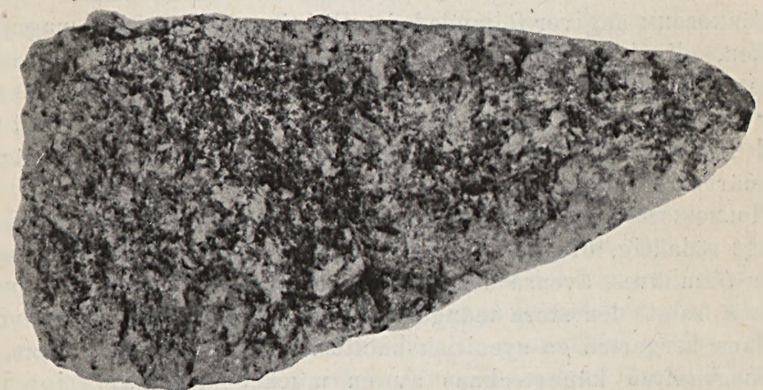


Fig. 7. Röd, aplitisk granit (»yngre granit», TÖRNEBOHM) från Lövsjöväxeln. Det mörka i bilden är rödpigmenterad fältspat.

Fig. 7 vill söka åskådliggöra ifrågavarande granitbergarts utseende. Strukturen är fullt massformig, färgen rätt intensivt mörkröd. Den glasiga, blågrå kvartsen sticker bjärt av mot den starkt rödpudrade fältspaten. Av mörka mineral ses sparsamt små kloritfjäll framträda.

Bergarten är jämnkornig, kornstorleken 1.3—1.7 *mm*. De ingående beståndsdelarna äro: kvarts, plagioklas, mikroklin, klorit, magnetit, titanit och apatit. Mängdförhållandet mellan dessa angives av »modus», tab. II.

Kvartsfälten äro starkt undulösa (fig. 8), delvis även spräckta;

[1] Beskr. till bl. 1, s. 25.

begränsningen mot fältspaten är oftast **vågformig** (»wellige Konturierung»).[1]

Plagioklasen visar ringa idiomorfi, endast i ett fall sågs en individ mot kvarts begränsad av en kristallyta. Vanligen är eljest, som nämnt, begränsningen vågformig.

Tvillinglamelleringen efter albitlagen är vackert utbildad med talrika, mycket smala lameller; även karlsbaderlagen är företrädd.

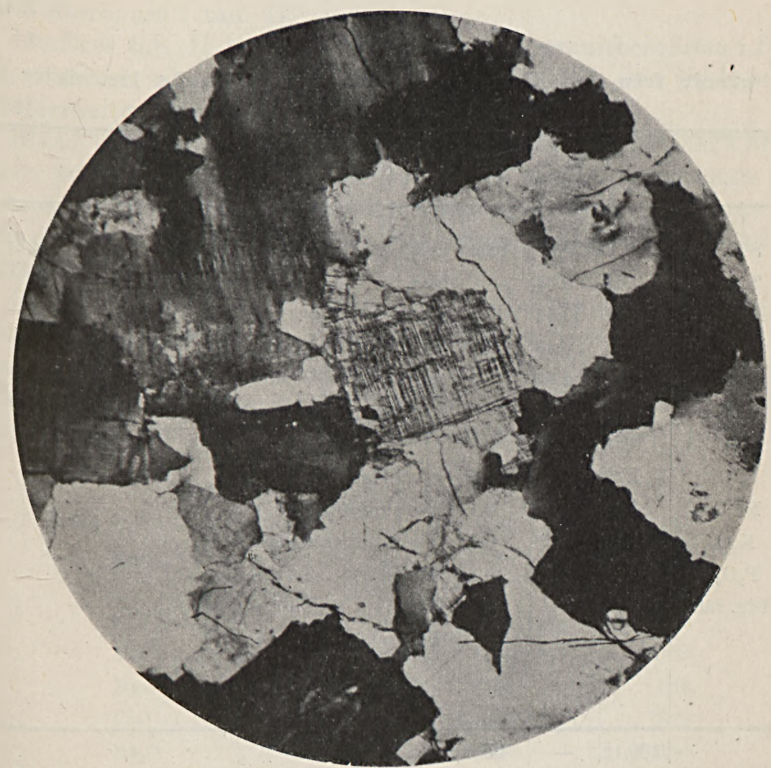


Fig. 8. Struktur hos röd, aplitisk granit (»yngre granit», TÖRNEBOHM) från Löfsjöväxeln. Först. 16 ggr. Nic. +.

Någon zonalstruktur är däremot knappast skönjbar. Tryckdeformationer ge sig till känna genom tvillinglamellernas böjning; vissa plagioklasindivid äro även sönderdelade, och mellan delindividerna ligga kloritfjäll. **Antipertitiska**, gitterstruerade mikroklinfläckar förekomma men mycket underordnat, likaså kvartsinneslutningar. Däremot är fältspaten rik på små sericitinterpositioner, under det klinozoizit endast i ett fall iakttagits som omvandlingsprodukt.

[1] Jfr HOLMQUIST, l. c., s. 116, 131.

Plagioklasens utsläckning i snitt ⊥ (010) avviker föga från lamelleringen. Dess sammansättning torde ligga mycket nära $Ab_{80}An_{20}$. Mikroklinen visar föga utpräglad pertitkaraktär men vacker gitterstruktur. I detta avseende avviker den ifrågavarande graniten högst väsentligt från gnejsgraniterna inom leptitområdet. De få pertitinlagringar, som förekomma, äga även en mera diffus avgränsning mot mikroklinkomponenten än i gnejsgraniterna.

Tab. II.

Röd granit från Lövsjöväxeln vid Sävnäsbanan, c:a 7,5 km. väster om Yxsjöfältet.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm		Modus	
SiO_2	78.10	129.51	82.6	Q	44.71 %	Kvarts	45.6 vikt %
TiO_2	0.04	0.05	—	Or	6.47 »	Plagioklas	
Al_2O_3	11.37	11.12	7.1	Ab	33.92 »	$Ab_{80}An_{20}$	42.0 » »
Fe_2O_3	0.77	0.48	—	An	8.25 »	Mikroklin	6.5 » »
FeO	2.11	2.94	2.5	Cor	0.55 »	Klorit	4.8 » »
MnO	0.03	0.04	—		Σ sal 93.90 »	Magnetit + pigment av Fe_2O_3	1.1 » »
MgO	0.53	1.31	0.8			Titanit	0.1 » »
CaO	1.78	3.17	2.0	Hy	$MgSiO_3$ 1.31 »	Apatit	0.2 » »
Na_2O	4.00	6.45	4.1	Hy	$FeSiO_3$ 3.18 »		100.3 » »
K_2O	1.10	1.16	0.7	Hy	$MnSiO_3$ 0.05 »		
P_2O_5	0.10	0.07	—	Mt	1.11 »		
Glödg. förl.	0.19	—	—	Il	0.07 »		
				Ap	0.21 »		
					Σ fem 5.93 »		
					99.83 »		
	100.12	—	99.8				

$H_2O^{110°}$ 0.09 %.

Amerikanska systemet: Alsbachose.

OSANN's system: s A C F a c f n k T
82.6 4.8 2.0 3.3 9.5 4.0 6.5 8.5 2.28 0.3

Atomgruppering enligt HOLMQUIST's beräkningsmetod:

$Si_{43.3}$
$Si_{29.7}Al_{12.3}Ca_{1.8}Na_{7.4}K_{1.3}$ (+ $Al_{0.4}$)
$Fe_{2.2}$
S = 0.59.

Den ymniga, flockvisa fördelningen av järnoxid i mikroklinen betingar huvudsakligen granitens utpräglat röda färg. Plagioklasen för även dylikt pigment, men i mindre mängd.

Biotit förekommer icke i de undersökta preparaten. Som omvandlingsprodukt av biotit uppträder i stället sparsamt en ljusgrön klorit med små, inneslutna korn eller aggregat av titanit, vars TiO_2-halt torde härstamma från den omvandlade biotitens.

Myrmekit kunde icke observeras i de undersökta slipproven.

Av den beskrivna graniten, som torde få jämställas med TÖRNEBOM's »yngre granit», har förf. utfört en fullständig analys. Resultatet återfinnes i tab. II.

Jämföres tab. II med tab. I framgår, att granitbergarten i fråga är avsevärt rikare på Na_2O, och även CaO, än den analyserade gnejsgraniten från Vinterhöjden.

Bland de granitanalyser, som äro upptagna i HOLMQUIST's arbete över svenska graniter[1], finnes icke någon med ifrågavarande granitanalys fullt analog, dock visa vissa analyser av Fellingsbrograniten en viss överensstämmelse, ehuru K_2O-halten i dessa i allmänhet är betydligt högre.

Det är av intresse att vissa, av ESKOLA[2] publicerade, analyser över »oligoklasgranitens» perifera bergarter visa en slående överensstämmelse med här ifrågavarande granit. Här nedan sammanställas för jämförelsens skull analysen i tab. II och en av LAITAKARI utförd analys av oligoklasgranit från Orijärvibatoliten.

	I	II
SiO_2	78.10	71.69
TiO_2	0.04	0.34
Al_2O_3	11.37	13.58
Fe_2O_3	0.77	0.62
FeO	2.11	3.78
MnO	0.03	0.10
MgO	0.53	1.16
CaO	1.78	2.23
Na_2O	4.00	3.90
K_2O	1.00	1.53
P_2O_5	0.10	—
H_2O	0.19 [3]	0.67
	100.12	99.60

I. Granit från Lövsjöväxeln.

II. » » skogen väster om Arbetareföreningens hus, Orijärvi.

I amerikanska systemet falla även båda bergarterna under Alsbachose.

[1] l. c., s. 256—269.

[2] l. c., s. 54.

[3] Glödgningsförlust.

Yxsjöfältets leptiter.

De leptitiska bergarternas petrografiska och kemiska karaktär, liksom tektoniken, inom det vidsträckta leptitdistriktet väster om och söderut från Grängesberg är hittills föga utforskad.

H. E. JOHANSSON's karta[1] över Grängesbergsområdets berggrund omfattar i sydvästlig riktning från Grängesberg trakten in till Pingstaberg, c:a 5 *km* öster om Yxsjöfältet, varför alltså ifrågavarande leptitbergarter falla utanför nämnda kartering.

Genom JOHANSSON's undersökning av Grängesbergstrakten blev emellertid bl. a. känt, att leptiterna inom Grängesbergsområdets västra och sydvästra delar till väsentlig del bestå av extremt natronrika bergarter, av nämnda forskare sammanfattade under rubriken »skarnförande granuliter» (leptiter).[2] Det var därför redan à priori att vänta, det även Yxsjöfältets leptiter skulle visa sig tillhöra samma natronrika bergartsgrupp, ett antagande, som genom de av förf. utförda petrografiska och kemiska undersökningarna bekräftats.

I ett kortfattat meddelande[3] om Yxsjöfältet uppgiver GEIJER leptiten här vara »tät, av rödlätt eller grå färg, stundom småflammig». På någon närmare beskrivning av petrografi och kemisk karaktär ingår icke nämnda forskare.

Yxsjöområdets leptiter kunna strukturellt sett delas i två slag: 1) makroskopiskt nästan täta, under mikroskopet jämnkorniga bergarter, av rödlätt eller grå färg och: 2) för blotta ögat tydligt korniga leptiter med, under mikroskopet, utpräglat framträdande porfyrisk struktur. Makroskopiskt är däremot den porfyriska strukturen föga påfallande.

Det geologiska sambandet mellan täta, jämnkorniga, och mera tydligt porfyriskt utbildade former av leptitbergarterna är en bankformig växellagring.

I mineralogiskt som kemiskt avseende äro de undersökta jämnkorniga- och porfyriska leptitformerna nära analoga. Ett påfallande, och i genetiskt hänseende synnerligen betydelsefullt, drag hos båda är den rel. stora inhomogenitet, som råder beträffande de bergartsbildande mineralens inbördes mängdförhållanden. Detta gäller särskilt mängdförhållandet mellan kvarts och fältspat, men även ifråga om vissa femiska beståndsdelar, speciellt biotitens mängd, uppvisa Yxsjöområdets leptiter rätt store variationer.

[1] G. F. F., Bd. 32, 1910, tafl. 13.
[2] l. c., s. 296—305.
[3] Falutraktens berggrund och malmfyndigheter, s. 241.

»Strökornens» beskaffenhet och mängd äro även underkastade rel. stora växlingar. Slipprov av vissa leptitbankar uppvisa sålunda i en del fall huvudsakligen kvarts-»strökorn» (fig. 9), i andra åter nästan enbart fältspat-»strökorn» (fig. 10). »Strökornens» mängd kan dessutom stundom i vissa leptitlager så tilltaga, att »grundmassan» nästan förtränges (jfr fig. 10). Den primärt klastiska strukturen hos bergarterna blir då särdeles påtaglig.

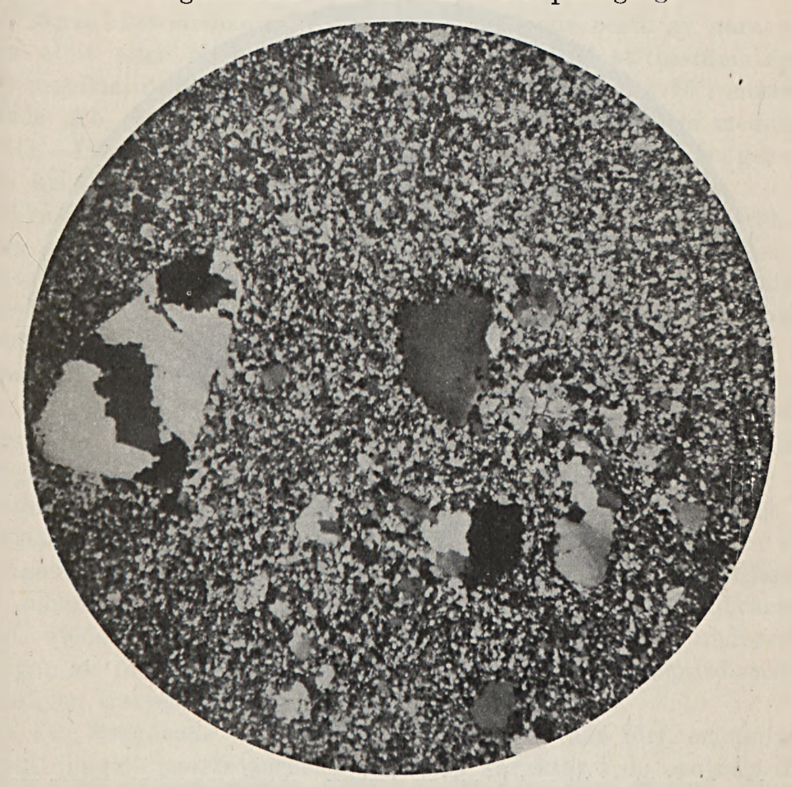


Fig. 9. Porfyrisk »natron»-leptit med strökorn av kvarts från hängandet av Finngruvorna, Yxsjöfältet. Först. 16 ggr. Nic. +.

Speciellt intressant är den porfyriska strukturen i sådana ovanligt strökornsrika leptiter, där »strökornen» nästan uteslutande bestå av en mycket sur plagioklas (oligoklasalbit till albit). Den rel. ringa mängd av »grundmassa», som här delvis åtskiljer plagioklas»strökornen», vilka för övrigt även kunna ligga i omedelbar kontakt med varandra (jfr fig. 10) eller åtskilda endast av biotit-(klorit-)fjäll, visar sig i vissa fall hava uppkommit genom en säregen, partiell omkristallisationsgranulering av större fältspatindi-

vid. Det framgår, att ursprungligen förelegat skikt eller bankar av anhopade plagioklaskristallfragment (= klastiska lager), vilka vid bergartens omkristallisation partiellt eller helt granulerats och därvid bildat den ringa mängd »grundmassa», som i en del fall åtskiljer de mera intakta kristallfragmenten. Dessa komma därigenom att skenbart framstå som strökorn. Den porfyriska struktu-

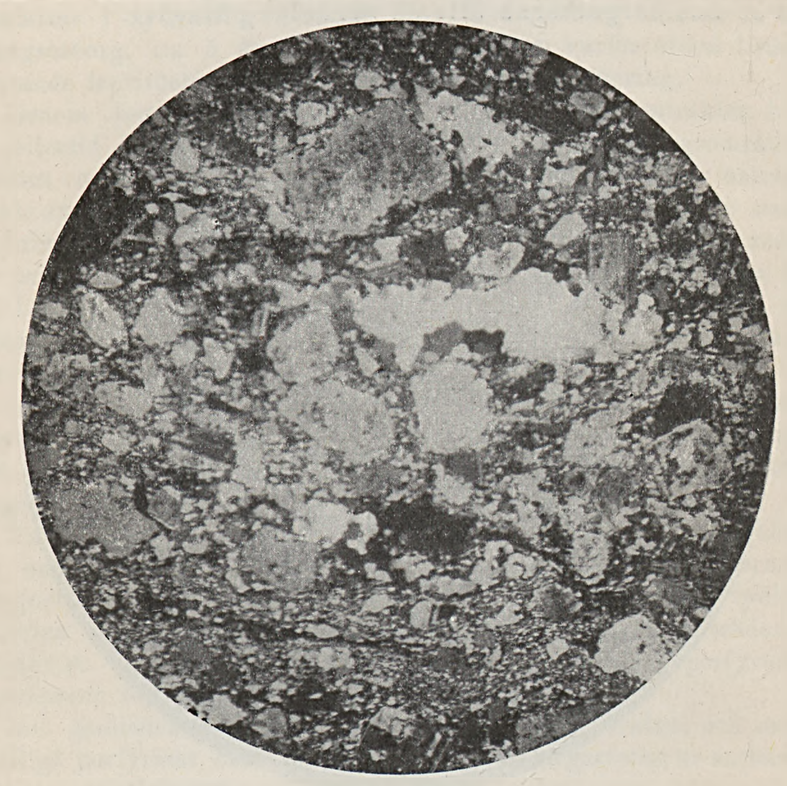


Fig. 10. Porfyrisk leptit med klastisk struktur. »Strökornen» bestå nästan uteslutande av oligoklasalbit. Först. 16 ggr. Nic. +.

ren är i sådana fall tydligen endast ett metamorft strukturdrag, m. a. o. en pseudoporfyrisk struktur föreligger.

De såsom »strökorn» framträdande kvarts- och plagioklasindividerna äga i Yxsjöfältets leptiter i medeltal en storlek av resp. c:a 0,5 och 0,5 × 1,5 *mm*.

Hos kvarts-»strökornen» är begränsningen vanligen avrundad (jfr fig. 9), men idiomorfa individ med bipyramidal utbildning förekomma tillfälligtvis. En uppdelning av kvarts-»strökornen» i flera, optiskt sinsemellan olika orienterade, undulösa fält är allmän. Mel-

lan en sådan uppdelning av ett kvarts-»strökorn» i några få, större delindivid och en kornstorlek av den storleksordning, som utmärker kvartsen i »grundmassan», förekomma alla övergångar och härav framgår fullt tydligt, att åtminstone en del av den kvarts, som nu i form av små korn (c:a 0,05—0,07 *mm* i medeltal) uppträder i »grundmassan», härstammar från större, omkristallisationsgranulerade »strökorn».

Plagioklas-»strökornen», vilka genomgående bestå av nära nog ren albit eller oligoklasalbit (medeltalet av 15 st. bestämningar av maximalutsläckningen i snitt ⊥ (010) gav värdet 15°, motsvarande $Ab_{93}An_7$, 2 st. snitt ⊥ (010) och (001) visade som medeltal —11°—12°, motsvarande $Ab_{94}An_6$) äga mycket ofta en fragmental kristallbegränsning (jfr fig. 10).

Två synnerligen intressanta karaktärer hos plagioklas-»strökornen» äro: 1) deras i allmänhet betydligt starkare grumling genom omvandlingsprodukter i de centrala delarna av kornen än i randzonerna, som oftast äro fullt klara samt: 2) deras genomväxning med små, runda kvartskorn, varigenom en poikilitisk (eller, då kvartskornen sinsemellan visa en mera tydligt enhetlig orientering) en granofyrliknande implikationsstruktur uppkommer. Då det första av ovannämnda drag sammanhänger med den intressanta frågan, huruvida dessa s. k. »natron»-leptiters sura plagioklas är primär eller sekundär, och det senare av H. E. Johansson[1] och I. Högbom[2] tillmätes betydelse såsom stöd för uppfattningen, att ifrågavarande leptiter äro stelningsbergarter, skola i det följande de nämnda strukturdragen bliva föremål för diskussion, varvid förf. stöder sig på egna iakttagelser vid petrografiska undersökningar av fullt analoga »natron»-leptiter från andra leptitdistrikt, nämligen Garpenbergs-[3] och Ramhällsområdet.[4]

I ett föregående arbete om Ramhällsfältet har förf. omnämnt[5] såväl plagioklas-»strökornens» anfrätta karaktär i de centrala delarna av individerna som den granofyrliknande sammanväxningen mellan kvarts och oligoklasalbit i dylika »natron»-leptiter.[6] Därvid framhölls, att den sura plagioklasen primärt torde ägt en något mera basisk kärna än randzonen, och att den granofyrliknande implikationsstrukturen är att uppfatta som sekundär, uppkommen vid ifrågavarande bergarters omkristallisation, och jämförlig med

[1] G. F. F., Bd. 32, 1910, s. 299—300.
[2] G. F. F., Bd. 42, 1920, s. 105—174.
[3] G. F. F., Bd. 42, 1920, s. 57—83.
[4] S. G. U., Årsbok 1915.
[5] l. c., s. 18, 103—104.
[6] l. c., s. 22—25.



myrmekit (»quartz vermiculé»).[1] Även påpekades som säreget, att »strökornen» ägde samma utpräglade oligoklasalbitsammansättning som »grundmassans» plagioklas, ett förhållande, som är säreget ifall verkliga strökorn förelåge.

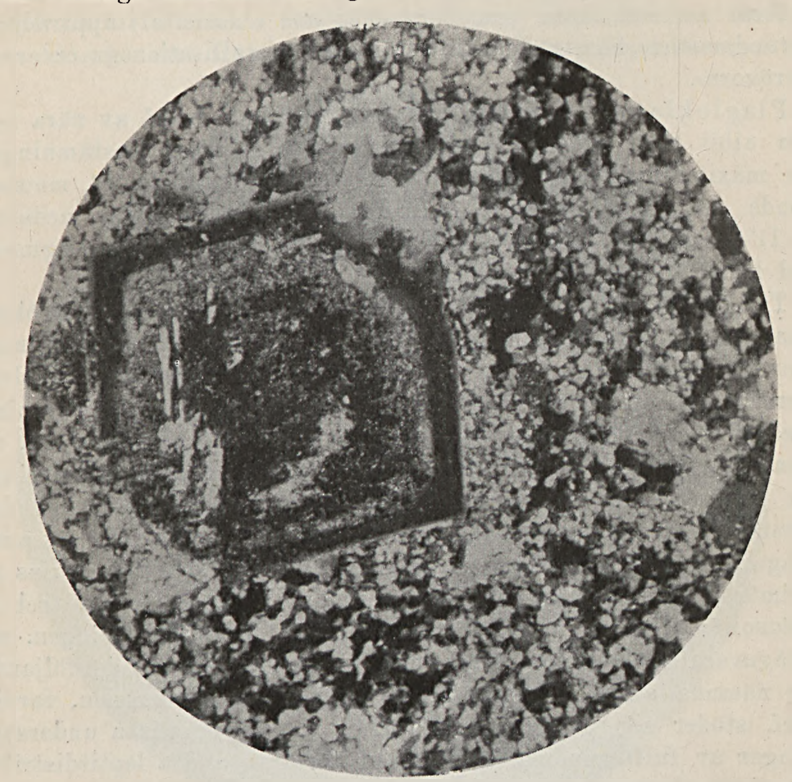


Fig. 11. Porfyrisk »natron»-leptit med »strökorn» av oligoklasalbit ($Ab_{95}An_5$), bland vilka sporadiskt uppträder zonalbyggd, delvis kalcitförande plagioklas av en något mera basisk sammansättning ($Ab_{87}An_{13}$). Först. 35 ggr. Nic. +. Smältarmossgruvans liggande, Garpenbergsområdet.

Förf. har i en föregående uppsats[2] beskrivit de otvivelaktigt pyroklastiska leptiterna nära Garpenbergs kyrka inom Garpenbergsområdets leptitbälte. Vid den petrografiska undersökningen av

[1] Holmquist (Studien über die Granite von Schweden, Bull. Geol. Inst. of Upsala, Vol. VII, 1904—1905, s. 116) yttrar i fråga om »quartz de Corrosion» och »quartz vermiculé»: »Alle diese Strukturzüge sind dem Granit und Gneiss der metamorphischen Gebiete eigen, und sie kommen in ganz unmetamorphosierten Graniten nicht vor». Eskola (On the petrology of the Orijärvi region etc. Bull. de la Commission Géol. de Finlande, N:o 40, s. 27—28) däremot påvisar, att myrmekit i vissa fall även kan vara primär. — Av intresse är Holmquists omnämnande av myrmekit i fjällskiffrar, l. c., s. 116.

[2] G. F. F., Bd 42, 1920, s. 57—83. Jfr Geijer: Falutraktens berggrund etc., s. 231.

dessa leptiter, som i vissa bankar antingen äro utpräglade »natron-» leptiter och i andra åter föra såväl albitisk plagioklas som mikroklin, fann förf. sporadiskt i de utpräglade »natron»-bergarterna vackert zonalbyggda, men starkt, vanligen under avskiljande av kalcit, omvandlade plagioklas-»strökorn». I samma, primärt klastiska leptitbergarter uppträder här och där den förut omnämnda granofyrliknande sammanväxningen mellan kvarts och oligoklasalbit.

Fig. 11 avser att visa strukturen hos denna intressanta »natron»-leptit med sporadiska, zonalbyggda plagioklas-»strökorn».

Liksom i Yxsjöfältet är fallet, alternera även i dessa, tydligt klastiska bildningar inom Garpenbergsområdet, täta leptitbankar med få eller inga »strökorn», med sådana, där »strökornen» äro exceptionellt talrika. Dessa »strökorn» utgöras i de undersökta preparaten till övervägande del av albit eller oligoklasalbit, och även i »grundmassan» uppträder samma sura plagioklas som i »strökornen».

Plagioklas-»strökornen», vilka äga en medelstorlek av c:a 1 × 0,5 *mm*, äro, liksom i Yxsjöfältets leptiter, oftast fragmentala i fråga om begränsning av verkliga kristallytor. En mycket bred lamellering efter albitlagen med oftast få, ibland oregelbundet avbrutna lameller, är vanligast.

Bland dessa, mera homogent utbildade, albit- eller oligoklasalbit-»strökorn», vilka dock vanligen i kärnan äro mer eller mindre grumlade av omvandlingsprodukter (sericit, kalcit, leukoxen, biotit), under det de perifera delarna oftast äro fullt klara, uppträda sporadiskt vackert zonalbyggda, helt eller delvis av kristallytor begränsade plagioklas-»strökorn» (fig. 11). I ett snitt ⊥ (010) och (001) bestämdes sammansättningen[1] hos kärnan till $Ab_{87}An_{13}$, hos randzonen till $Ab_{95}An_{5}$.

Dessa zonalbyggda plagioklas-»strökorn» visa emellertid en rel. långt framskriden omvandling. Kalcit är vanligen rikligt utskild i de centrala delarna av individerna, medan randpartierna äro till synes fullt oförändrade I allmänhet uppträder kalciten i de zonalbyggda plagioklas-»strökornen» i skilda individ, men det har även observerats, att den utskilda kalciten i de spridda fälten varit enhetligt optiskt orienterad på analogt sätt som kvartsen i den mer omnämnda, granofyrliknande implikationsstrukturen.

Omkring dessa, starkt kalcitfyllda plagioklas-»strökorn» förekommer stundom rikligt kalcit, och det förefaller då, som kalciten delvis »emigrerat» ur plagioklas-»strökornen» och åter »fixerats» i »grundmassan».

---

[1] Utsläckningen i kärna + 10°, i randzon — 16°.

Jämte kalcit har i andra fall i dessa zonalstruerade plagioklas-»strökorn» iakttagits en riklig biotit- eller leukoxenbildning. Även sericit har observerats. Nämnda nybildningsprodukter uppträda även i de plagioklas-»strökorn», som helt bestå av oligoklasalbit (Ab_{95} An_5).

»Grundmassan» i de beskrivna leptit-preparaten från Garpenbergs-området sammansättes av oligoklasalbit (c:a Ab_{95} An_5), kvarts, blekt ljusgul biotit i spridda, små fjäll eller aggreat, kalcit, leukoxen, apatit och enstaka svavelkis-korn.

Beträffande en del av kalciten i »grundmassan» kunde dess »vandring» från de omvandlade, med kalcit fyllda plagioklas-»strökornen» ut i »grundmassan» väl följas.

Det är onekligen av ett synnerligen stort intresse att bland dessa, i kärnan starkt anfrätta, helt av oligoklassalbit (Ab_{95} An_5) bestående »strökornen» finna de ovan beskrivna, tydligt zonalt byggda plagioklas-»strökornen» av en mera basisk sammansättning. De observerade förhållandena synas i detta fall hänvisa på, att de homogent An-fattiga »strökornen» genom vissa omvandlingsprocesser framgått ur de mera An-rika, zonalstruerade plagioklas-»strökornen».

Även må här tilläggas, att i dessa oligoklasalbitförande leptiter sporadiskt uppträda starkt epidotiserade plagioklas-»strökorn», som på grund av omvandlingsprodukter icke kunna bestämmas till sin sammansättning, men tydligen primärt ägt en något högre An-halt än de omgivande, extremt sura plagioklas-»strökornen».

Slutligen skall den granofyrliknande sammanväxningen av kvarts och oligoklasalbit i de ovan beskrivna, pyroklastiska leptiterna från Garpenberg omnämnas.

Johansson[1] har speciellt framhållit denna struktur i de »granitiska granuliterna» från Brattberget i Ljusnarsbergs s:n. Förf.[2] har sedan beskrivit samma strukturdrag i »natron»-leptiterna inom Ramhällsområdet. Nyligen har I. Högbom[3] uppvisat samma struktur i leptiter från Nybergets gruvfält.

Som redan nämnt lägga uppenbarligen Johansson och I. Högbom en synnerligen stor vikt vid denna implikationsstruktur, vilken de vilja tyda som en primär stelningsstruktur. Vid Ramhällsundersökningen fann förf. denna struktur vackert utbildad i leptitbergarter, om vilkas tuffogena natur icke torde råda något tvivel. Då förf. ytterligare i Garpenbergsområdets grovklastiska leptiter

[1] G. F. F., Bd, 32, 1910, s. 300, not.
[2] S. G. U., Årsbok 1915.
[3] G. F. F., Bd. 42, s. 121.

observerade samma utpräglade genomväxningsstruktur (fig. 12) utbildad, särskilt i de på oligoklasalbit-»strökorn» rika leptitskikten, synes det förhålla sig så, att denna granofyrliknande sammanväxning mellan kvartsen och den extremt sura plagioklasen är sekundär och kan därför icke på något sätt åberopas som stöd för, att ifrågavarande leptiter äro stelnings-

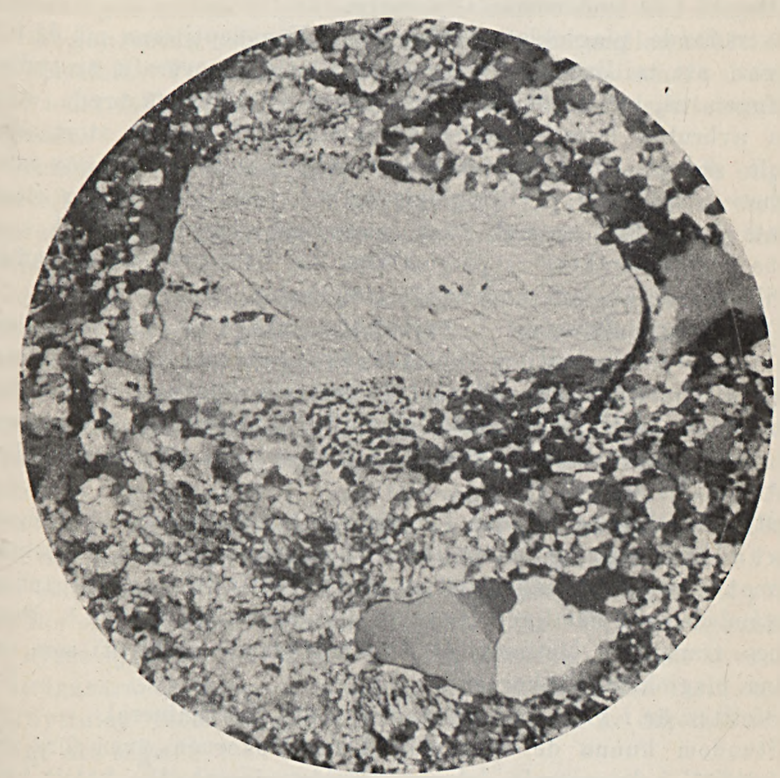


Fig. 12. Granofyrliknande sammanväxning mellan oligoklasalbit (Ab_{96} An_4) och kvarts i »natron»-leptit från Garpenberg. Strukturen ifråga är en omkristallisationsstruktur, enär den uppträder i bergarter, som ursprungligen varit klastiska. Genom dylik omkristallisation av »strökornen» upplösas dessa till en fin kornig »grundmassa». Först. 35 ggr. Nic. +.

bergarter. Alla de intressanta grumlingsprocesser och strukturdrag, som I. Högbom detaljerat beskrivit från Nyberget, återfinnas i Garpenbergsområdets agglomeratiska leptiter. Förf. ställer sig därför högst skeptisk till sistnämnda förf:s slutsats, att Nybergets leptiter med sina inlagrade kalkstenar äro stelnings-bergarter. Enligt förf:s åsikt äro de metamorfoserade tuffer.

Efter detta omnämnande av de zonalbyggda plagioklas-»strökor-

nen» och den granofyrliknande, sekundära sammanväxningen mellan kvarts och oligoklasalbit i Garpenbergsområdets »natron»-leptiter återvända vi till Yxsjöfältets leptitbergarter, vilka väsentligen uppvisa samma karaktärer, som Garpenbergsleptiterna, med undantag av, att några så tydligt zonalstruerade, mera basiska plagioklaser än den allmänt uppträdande oligoklasalbiten aldrig iakttagits i de undersökta slipproven.

Beträffande plagioklas-»strökornen» i Yxsjöleptiterna må då tilläggas, att tvillinglamellering efter albitlagen överallt är tydlig, antingen så, att »strökornet» uppbygges av några få breda, stundom avbrutna lameller, eller är sammansatt av ett stort antal smala sådana, även dessa stundom avbrutna, så att en viss »stripighet» framträder. Tvillingbildning enl. periklinlagen har observerats i ett fall, ävenså efter mannebacherlagen. Typisk s. k. »Schachbrett»-struktur[1] i plagioklasen har däremot icke anträffats utbildad i de av förf. undersökta preparaten.

Den i »grundmassan» i varierande mängd förekommande och ojämnt fördelade biotiten uppträder även som små interpositioner i plagioklas-»strökornen», oftast i de centrala delarna. I vissa fall kan denna biotit förekomma så rikligt i plagioklas-»strökornen», att dessa nästan helt upplösas i en filt av i alla riktningar ställda biotitfjäll.[2]

Otvivelaktigt är all den i leptiterna förekommande biotiten av sekundärt ursprung. Sannolikt har bergartens primära plagioklas[3] lämnat åtminstone någon del av de för biotitbildning nödvändiga beståndsdelarna nämligen lerjord samt kali eller natron.[3] Detta synes framgå av biotitens talrika uppträdande såväl uti som omkring plagioklas-»strökornen».

Biotiten är i vissa fall omvandlad i ett kloritmineral.

Stundom kunna de sura plagioklas-»strökornen» även föra små sericitfjäll i de centrala delarna. Epidotmineral eller kalcit hava däremot icke iakttagits som omvandlingsprodukter i plagioklas-»strökornen» i de preparat, som blivit undersökta.

Som »strökorn» har undantagsvis även iakttagits mikroklin. Denna förekommer icke som hela individ utan vanligen som aggregat av små, polygonalt begränsade korn. Gitterstruktur kan iakttagas hos delindividerna i sådana »fältspatanhopningar», däremot är någon pertitstruktur hos kalifältspaten icke markerad.

---

[1] BECKE: Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss. Math.—Nat. Kl., Bd. 75, Halbband I, 1906, s. 124. LAPPARENT: Bull. Soc. Fr. 32: 243, 1909.
[2] Jfr I. HÖGBOM, l. c., s. 123, fig. 5 och s. 129, fig. 9.
[3] Jfr G. F. F., Bd. 32, s. 302.

Det är påtagligt, att dessa mikroklinaggregat representera omkristallisationsgranulerade, primärt enhetliga kalifältspatindivider.

Om Yxsjöfältets »natron»-leptiters »grundmassa» är föga att tilllägga utöver vad, som redan nämnts. Kornstorleken håller sig vanligen vid c:a 0,03—0,07 *mm*. Det största intresset knytes givetvis till den stundom uppträdande, granofyrliknande, sekundära sammanväxningen mellan oligoklasalbit och kvarts samt till den stora inhomogeniteten beträffande mängdförhållandet mellan kvarts och oligoklasalbit. Vi återkomma ytterligare till detta senare förhållande i det följande vid diskussionen av Yxsjöfältets leptiters bildningssätt.

»Grundmassans» beståndsdelar äro övervägande kvarts och oligoklasalbit (c:a Ab_{93} An_{7}). Mikroklin har i två fall observerats mera sporadiskt. Pertitstruktur kunde icke indentifieras hos kalifältspaten.

Som förut framhållits är det särskilt anmärkningsvärt, att plagioklas-»strökornen» genomgående synas vara lika An-fattiga som »grundmasse»-plagioklasen.

Förutom biotit, vilken i form av små, spridda fjäll eller aggregat, är konstant närvarande i »grundmassan» (dock, som nämnt, i mycket varierande mängder), innehåller denna små korn av titanit (leukoxen), apatit samt i vissa fall magnetit och svavelkis. Av dessa torde sannolikt apatiten vara en primär beståndsdel. Titaniten däremot är med all sannolikhet helt av sekundär natur. Den förut omnämnda, stundom rel. rikliga leukoxenbildningen uti plagioklas-»strökornen» inom vissa leptiter (t. ex. i Garpenbergsområdet) synes tyda på, att en del av plagioklasens CaO-halt använts för ifrågavarande minerals bildning, m. a. o. att kalken varit stadd i förflyttning inom bergarterna; i vilken grad är däremot icke möjligt att säga.

Den kemiska karaktären hos Yxsjöfältets leptiter.

För att klarlägga den kemiska sammansättningen hos Yxsjöfältets leptiter hava av förf. tre fullständiga analyser blivit utförda, vilka återgivas här nedan i tab. III, IV och V.

Det i tab. III uppgivna analysresultatet visar sammansättningen hos de grå till rödlätta, porfyriska »natron»-leptiterna inom Yxsjöfältet.

Jämföres analysen i tab. III med de av JOHANSSON publicerade analyserna av leptiter från Grängesbergsområdet, föreligger, från-

Tab. III.

Ljusgrå, porfyrisk »natron»-leptit med spridda aggregat av biotit (flammig) från Yxsjöfältet.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm	Modus
SiO_2	73.80	122.38	78.8	Q . . . . 27.32 %	Kvarts . . . . . . 28.7 %
TiO_2	0.15	0.18	0.1	Or . . . . 6.14 »	Plagioklas Ab_{94} An_6 59.0 »
Al_2O_3	13.81	13.51	8.7	Ab . . . . 54.75 »	Biotit . . . . . . 13.3 »
Fe_2O_3	0.44	0.27	—	An . . . . . . 4.29 »	Titanit . . . . . . 0.3 »
FeO	1.29	1.79	1.5	Cor . . . . . . 0.47 »	Apatit . . . . . 0.2 »
MnO	spår	—	—	Σ sal 92.97 »	100.5 »
MgO	1.45	3.59	2.3	Hy 5,38 % { Mg SiO_3 . 3.61 »	
CaO	0.98	1.75	1.1	FeSiO_3 . 1.77 »	
Na_2O	6.46	10.41	6.7	Mt . . . . 0.62 »	
K_2O	1.04	1.10	0.7	Il . . . . 0.27 »	
P_2O_5	0.10	0.07	—	Ap . . . . 0.21 »	
H_2O+	0.47	—	—	Σ fem 6.48 »	
H_2O-	0.12	—	—	99.45 »	
				+ H_2O = 100.04 »	
	100.11		99.9		

Amerikanska systemet: Mariposose.

Osann's system:	s	A	C	F	a	c	f	m	n	k	T
	78.9	7.4	1.1	3.8	12.0	1.8	6.2	7.7	9.1	1.56	0.2

sett en något högre K_2O-halt hos analysen i tab. III, den största likhet med analysen av plagioklasgnejsen från Skakelbacken[1] och plagioklasgranuliten[2] från Långgruvans i Björnberget hängande. Den senare leptitbergarten hänföres av Johansson till gruppen »skarnförande granuliter».

Beträffande ifrågavarande plagioklasgnejs må vid denna jämförelse framhållas, att den endast torde vara att uppfatta som en starkare metamorfoserad (omkristalliserad) randzon av samma leptitarea, inom vilken den omnämnda, natronrika Långgruveleptiten faller. Den polygonala, isometriska kornutbildningen hos leptiten i fråga (»hornfelsstrukturen») synes hänvisa på en kontaktmetamorf inverkan från den i liggandet om densamma uppträdande gnejsgraniten (Johanssons granitgnejs). Under alla förhållanden är väl denna »pla-

[1] l. c., s. 271.
[2] l. c., s. 302.

gioklasgnejs» äldre än gnejsgraniten, och något genetiskt samband dem emellan torde icke existera.[1]

Analysen i tab. III äger även stor likhet med analys av JOHANSSONS »grå, biotitrika plagioklasgranuliter vid Grängesberg».[2]

Tab. IV.

Mörk, jämnkornig »natron»-leptit (»hälleflinta») från hängandet av Sjögrens schakt-»strecket» i Yxsjöfältet.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm		Modus[3]
SiO_2	75.31	124.89	80.4	Q	40.94 %	Kvarts
TiO_2	0.16	0.19	0.1	Or	1.45 »	Plagioklas c:a Ab_{92} An_8[4]
Al_2O_3	11.03	10.79	6.9	Ab	39.60 »	Biotit
Fe_2O_3	2.37	1.48	—	An	5.29 »	(Hornblände[5])
FeO	1.69	2.35	2.5	Cor	1,12 »	(Kalcit[5])
MnO	0.19	0.26	0.2	Σ sal	88.40 »	Titanit
MgO	2.22	5,50	3.5	Hy 6.76 % $Mg\,SiO_3$	5.53 »	Apatit
CaO	1.15	2.05	1.3	$Fe\,SiO_3$	0.89 »	
Na_2O	4.67	7.53	4.8	$Mn\,SiO_3$	0.34 »	
K_2O	0.25	0.26	0.2	Mt	3.42 »	
P_2O_5	0.07	0.05	—	Il	0.28 »	
Glödgn. förlust	1.10	—	—	Ap	0,15 »	
				Σ fem	10.61 »	
					99.01 »	+ H_2O etc. = 100.11 %
	100.21		99.9			

$H_2O^{110°}$ = 0.13 %.

Amerikanska systemet: YUKONOSE.

OSANN'S system:	s	A	C	F	a	c	f	m	n	k	T
	80.5	5.0	1.3	6.2	8.0	2.1	9.9	8.2	9.6	2.02	0.6

Mellan analysresultatet i tab. IV och den av JOHANSSON publicerade, förut omnämnda, analysen av Långgruve-leptiten i Björnberget existerar även en nästan fullständig likhet. Analysen i tab. IV återger sammansättningen hos vissa i Yxsjöfältet uppträ-

[1] Förf. kan icke underlåta att påpeka det av JOHANSSON omnämnda förhållandet (l. c., s. 289—290), att även »granuliterna av Exportfälts-typen», i liggandet av samma gnejsgranit, synas äga en något grövre kornstorlek hos fältspaten i »grundmassan» än leptiterna i allmänhet inom andra delar av Grängesbergsområdet.

[2] l. c., s. 291.

[3] Bergartens finkornighet (c:a 0,03 *mm*) försvårar en volumetrisk mätning (enl. ROSIWALS metod) av de ingående mineralens inbördes mängdförhållanden.

[4] Angiver ett maximivärde på An-halten.

[5] Endast anträffat sporadiskt. Bergarten är väsentligen en kvarts-plagioklas-biotit-leptit.

dande, makroskopiskt nästan täta leptiter (»hälleflintor»). Därav framgår att även dessa bergarter äga en lika utpräglad natronrik karaktär som de porfyriskt utbildade leptiterna inom ifrågavarande fält. Analyserna i tab. III och IV överensstämma även mycket nära med de av förf. utförda analyserna av leptiter från Ramhällsfältet[1], ävensom med de av Hj. Sjögren,[2] N. Sahlbom och H. E. Johansson offentliggjorda analysresultaten över dylika leptitbergarter. Med de av I. Högbom[3] publicerade analyserna över Nybergsfältets leptiter är likheten slående.

Tab. V.

Rödlätt, kalcitförande »natron»-leptit (»hälleflinta») från Yxsjöfältet.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm		Modus[5]
SiO_2	57.10	94.70	55.7	Q	31.11 %	Kvarts
TiO_2	0.10	0.12	0.1	Or	1.79 »	Plagioklas c:a Ab_{92} An_8
Al_2O_3	7.37	7.21	4.2	Ab	29.51 »	Kalcit .... 2.76 %
Fe_2O_3	—	—	—	An	3.54 »	Biotit
FeO [4]	2.06	2.86	1.7	Σ sal	66.00 »	Apatit
MnO	0.07	0.09	—	Ca CO_3	27.63 »	
MgO	0.66	1.63	1.0	Di 1.08 { Ca SiO_3 .	0.53 »	
CaO	16.61	29.66	17.5	Mg SiO_3 .	0.17 »	
Na_2O	3.49	5.62	3.3	Fe SiO_3 .	0.37 »	
				Mn SiO_3 .	0.01 »	
K_2O	0.31	0.32	0.2	Hy 4.82 % { Mg SiO_3 .	1.47 »	
P_2O_5	0.14	0.10	—	Fe SiO_3 .	3.25 »	
				Mn SiO_3 .	0.10 »	
CO_2	12.18	27.63	16.3	Il	0.18 »	
$H_2O^{105°}$	0.16	—	—	Ap	0.31 »	
				Σ fem	34.02 »	
					100.02 »	+ H_2O = 100.18 %
	100.25		100.0			

Amerikanska systemet: Namn fattas.

Osann's system:	s	A	C	F	a	c	f	n	k
	55.8	3.5	0.7	19.5	3.0	0.6	16.4	94.2	1.33

Analysresultatet i tab. V avviker däremot mycket från analyserna i tab. III och IV. Ifrågavarande analys återgiver sammansättningen hos en i Yxsjöfältet anträffad kalkig leptit.

[1] S. G. U., Årsbok (1915).
[2] G. F. F., Bd. 36, 1914, s. 441—484.
[3] G. F. F., Bd. 42, 1920, s. 116—117.
[4] Analysens hela Fe-halt är beräknad som Fe^{II}.
[5] Jfr not 3, sid. 59.

Från Garpenbergsområdet har förf. förut[1] meddelat en analys av en dylik, starkt kalcitförande leptit. Sedan ifrågavarande analys publicerades, har förf. inom nämnda område anträffat leptiter, vilka äga nästan identiskt samma kemiska karaktär som bergarten i tab. V uppvisar.

Beträffande analysen i tab. V är det påtagligt, att denna icke kan representera en eruptivbergart. Vad Garpenbergsområdet beträffar torde icke det minsta tvivel råda om, att dessa, starkt kalcitförande »hälleflintor», representera tuffogena sediment, uppblandade med kalkigt material (tuffiter). Utan tvivel är förhållandet detsamma med den analogt sammansatta leptiten i Yxsjöfältet.

Sammanfattas sålunda resultaten av förf:s kemiska undersökningar av Yxsjöfältets leptiter, blir slutsatsen alltså den, att ifrågavarande bergarter, såväl de porfyriska som de jämnkorniga leptiterna, i stort sett äro extrema natron-bergarter, av samma karaktär som de, vilka till största delen uppbygga det något östligare belägna Grängesbergsområdet. Av förf:s egna studier synes f. ö. framgå, att dylika, natronrika leptiter till väsentlig del uppbygga det vidsträckta leptitdistriktet inom Örebro län. Enligt ben. meddelande av Sundius är denna förf:s slutsats överensstämmande med de av honom utförda undersökningarna inom Grythyttefältet.

Yxsjöfältets amfiboliter.

I sitt arbete över Grängesbergsområdet framhåller Johansson,[2] att inom de »skarnförande granuliterna» amfiboliter rikligt anträffas. Även i Yxsjötrakten återfinna vi allmänt samma metamorfoserade grönstensbergarter, ett förhållande, som ju emellertid icke är något specifikt drag vare sig för Grängesbergs- eller Yxsjötrakten, enär dylika metamorfa grönstenar, som bekant, bilda ett mycket karakteristiskt inslag i nästan alla mellansvenska leptitområden.

Amfiboliterna inom Yxsjöfältet äro förut i förbigående omnämnda av Geijer.[3] Dessa bergarter äro särskilt väl tillgängliga för studier i den västra delen av Yxsjöfältet (jfr fig. 3).

I Yxsjöfältet är amfiboliternas geologiska uppträdande fullt analogt med ifrågavarande bergarters allmänna förekomstsätt inom den mellansvenska leptitformationen i övrigt. De bilda sålunda mer eller mindre mäktiga gångar, vilka i det alla närmaste löpa

---

[1] G. F. F., Bd. 42, 1920, s. 73.
[2] l. c., s. 309.
[3] Falutraktens berggrund etc., s. 241.

konformt med leptitbankarnas allmänna strykning (lagring). Vid själva Yxsjögruvorna äga grönstensgångarna som maximum en mäktighet av c:a 5 *m*. Än hålla de sig helt inom den leptitiska sidostenen till kalksten-skarn-»strecken», än kunna de uppträda på kontakten mellan leptitbergarterna och de sistnämnda eller ock som parallella lagergångar inuti kalkstenslagren (jfr fig. 4).

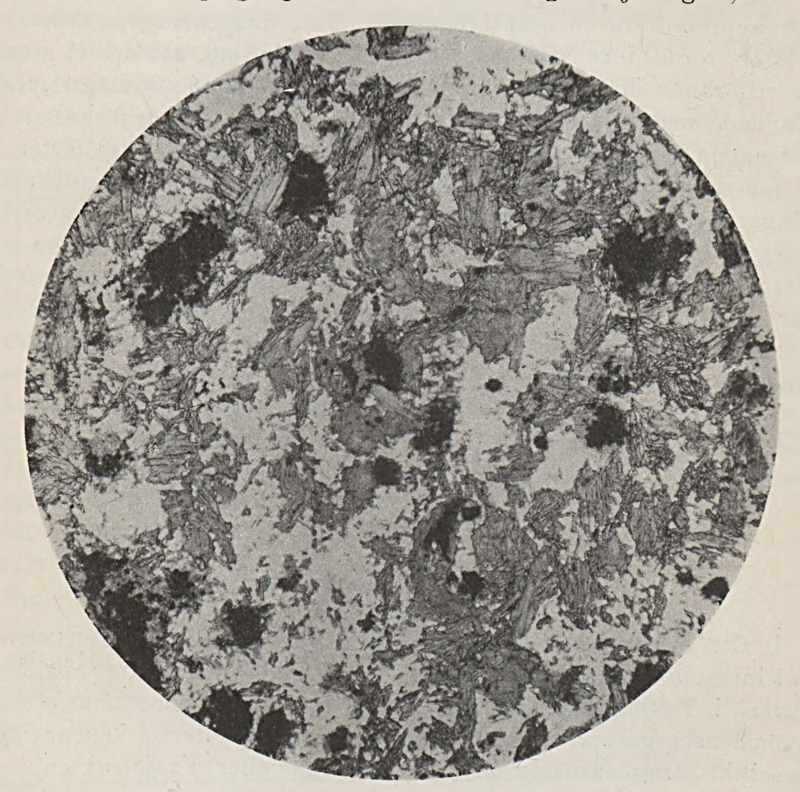


Fig. 13. Struktur hos amfibolit från Yxsjöfältet. De ljusa fälten bestå av plagioklas ($Ab_{62}An_{38}$, i polariseradt ljus uppdelas de ljusa fälten uti ett aggregat av polygonalt begränsade små korn), de grå partierna bestå av amfibol, de svarta äro omvandlingsprodukter i plagioklasfälten och bestå väsentligen av zoizit (klinozoizit?) + epidot. Först. 16 ggr. Ordinärt ljus.

Makroskopiskt visa Yxsjöfältets amfiboliter en jämn och tämligen finkornig struktur. I de smalare gångarna är stundom även en viss skiffrighet framträdande.

Fig. 13 visar den typiska mikrostrukturen hos Yxsjöområdets amfiboliter. I en matrix av plagioklas ligga tämligen jämnt inströdda, och i alla riktningar orienterade, vanligen allotriomorft begränsade individ av ett, i genomgående ljus, ljusgrönt horn-

blände. Den, i genomgående ordinärt ljus homogena plagioklasmatrixen löses emellertid i polariserat ljus upp i ett aggregat av små (c:a 0.05—0,07 *mm*), rätlinigt polygonalt begränsade korn, som ställvis visa tvillingstreckning efter albitlagen. I sådana uppdelade plagioklasfält äro de särskilda fältspatkornen klara och fria från omvandlingsprodukter. Då fälten däremot endast partiellt äro omkristallisationsgranulerade, pläga de icke uppdelade partierna vara i mycket hög grad grumlade av omvandlingsprodukter, bestående av zoizit-epidotsubstans och sericit. De till synes opaka partierna uti fig. 13 bestå av nämnda omvandlingsprodukter. I dylika, icke granulerade plagioklasfält, är någon tvillingstreckning ej tydligt framträdande.

Till de ovan uppräknade omvandlingsprodukterna i plagioklasfälten sälla sig även småfjäll av grönt hornblände jämte korn av leukoxen, vilka senare stundom omsluta en opak kärna, sannolikt bestående av ilmenit eller titanomagnetit.

Den klara, tvillinglamellerade plagioklasens sammansättning bestämdes i ett flertal fall (maximalutsläckning $\perp$ (010): medeltal av 10 best. 18°—20°) till i medeltal Ab_{62} An_{38}. Den icke uppdelade, av omvandlingsprodukter grumlade plagioklasen, måste emellertid primärt hava ägt en mera basisk sammansättning, som på grund av omvandlingen optiskt nu icke kan närmare bestämmas.

Hornbländet, av vilket i de undersökta proven endast ett slag[1] förekommer, är kortprismatiskt och, som nämnt, vanligen utan kristallografisk begränsning. I undantagsfall äro ytorna (110) utbildade. Optiska karaktären är negativ, c:γ c:a 18°. Pleokroism och absorption enligt schemat: α (ljust halmgul) $<$ β (olivgrön) $>$ γ (ljusgrön, med någon dragning i blågrönt). Hornbländet innesluter korn av leukoxen med en opak kärna (ilmenit eller titanomagnetit?). Invuxna i hornbländet förekomma även spridda fjäll av en ljusgrön glimmer med rel. svag pleokroism.

Mängdförhållandet mellan plagioklas och hornblände växlar något i olika prov. Stundom äro de tillstädes i ungefär lika kvantiteter, i andra fall överväger däremot hornbländet gentemot plagioklasen.

[1] Från Grängesbergsområdet beskriver JOHANSSON (l. c., s. 313) amfiboliter med två slags hornblände: dels ett allmänt (»gemeine Hornblände») hornblände, dels en cummingtonit (»klinoanthofyllit»). Även från »plagioklasgnejserna» och »plagioklasgranuliten» (l. c., s. 272) omnämner JOHANSSON »klinoanthofyllit» (cummingtonit). Det synes förf., som äro dessa JOHANSSONS »klinoanthofyllit-amfiboliter», betr. Mg-Fe-amfibolens genesis, att jämställa med de av ESKOLA (Bull. Comm. géol. de Finlande, N:r 40, sid. 111, 221—225) beskrivna cummingtonit-amfiboliten. Att märka är, att även Grängesbergsområdet äger en annan bergart, nämligen »tvåglimmergnejs med Cordierit» (JOHANSSON l. c., s. 276), som, enl. förf:s åsikt, till sin genesis torde vara att jämställa med analoga bergarter i Orijärvi-området.

Den i amfiboliterna förekommande titaniten uppträder alltid i form av små runda korn eller kornaggregat, vilka icke sällan, som nämnt, föra en opak kärna av ilmenit? eller titanomagnetit? Titanitens sekundära natur torde i dessa bergarter vara otvivelaktig.

Ett påfallande drag i de undersökta preparaten av Yxsjöfältets amfiboliter är bristen på *fria* korn av magnetit eller ilmenit. Vanligen är det i leukoxenkornen, som små, opaka kärnor av nämnda mineral förekomma. Man torde få antaga, att vid grönstenarnas omkristallisation ifrågavarande malmmineral till största delen förbrukats och ingått i nya mineralkombinationer såsom hornblände och leukoxen.[1]

De enda av amfiboliternas mineral, som med en viss sannolikhet kunna antagas vara primära, äro den i små rundade prismor förekommande apatiten och möjligen de enstaka korn av svavelkis, som i vissa fall observerats. Beträffande det sistnämnda mineralet kan det dock även hava sekundärt invandrat tillsammans med övriga i skarnet uppträdande sulfider.

Amfiboliternas i Yxsjöfältet kemiska natur.

För undersökning av ifrågavarande bergarters kemiska sammansättning uttogs ett stuffprov på c:a 2 *kg* vikt från det inre av en av de bredaste amfibolitgångarna i Yxsjöfältet och analyserades av förf. med i tab. VI angivet resultat.

Den i tab. VI angivna amfibolitanalysen representerar en grönstensbergart av mera basisk karaktär än de analyserade amfiboliter,[2] som JOHANSSON beskrivit från Grängesbergsområdet. Analysen visar en stor likhet med den av ESKOLA[3] utförda analysen av intrusiv amfibolit vid Orijärvi. För jämförelsens skull återgives här nedan ESKOLAS analys (2) vid sidan av analysen i tab. VI (1).

Analysen av amfiboliten från Yxsjöfältet visar en omisskänlig likhet med analyser av vissa diabaser och basalter. Under (3) sid. 65 är sammansättningen hos en sådan hyperstendiabas[4] angiven, och visar denna en stor analogi med här ifrågavarande amfibolit. Av jämförelsen mellan (1) och (3) torde man vara berättigad säga, att analysen i (1) är möjlig för en eruptiv bergart, och att det sålunda icke finnes grundad anledning antaga, det någon väsentlig föränd-

[1] Jfr ESKOLA, l. c., s. 125.
[2] l. c., s. 314.
[3] l. c., s. 109.
[4] ROSENBUSCH: Elemente d. Gesteinslehre, s. 410.

Tab. VI.

Intrusiv amfibolit från Yxsjöfältet.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm			Modus
SiO_2	49.42	81.95	50.7		Or	3.12 %	Hornblende
TiO_2	0.25	0.31	0.2		Ab	10.52 »	Plagioklas, c:a $Ab_{62}An_{38}$
Al_2O_3	14.31	14.00	8.7		An	32.00 »	Biotit
Cr_2O_3	—	—	—		Σ sal	45.64 »	Titanit
Fe_2O_3	0.51	0.32	—	Di 20.53 %	$CaSiO_3$	10.51 »	Apatit
FeO	9.52	13.26	8.6		$MgSiO_3$	6.13 »	
NiO	0.01	0.01	—		$FeSiO_3$	3.75 »	
					$MnSiO_3$	0.14 »	
MnO	0.35	0.49	0.3	Hy 22.67 %	$MgSiO_3$	13.85 »	
MgO	10.90	27.04	16.7		$FeSiO_3$	8.49 »	
					$MnSiO_3$	0.33 »	
CaO	11.68	20.85	12.9	Ol 8.63 %	Mg_2SiO_4	5.06 »	
Na_2O	1.24	2.00	1.2		Fe_2SiO_4	3.43 »	
					Mn_2SiO_4	0.13 »	
K_2O	0.49	0.52	0.3		Ni_2SiO_4	0.01 »	
P_2O_5	0.15	0.11			Mt	0.74 »	
H_2O +	1.02	—			Il	0.47 »	
H_2O —	0.12	—			Ap	0.34 »	
	99.97		**99.7**		Σ fem	**53.38** »	
						99.02 + H_2O = **100.16** %	

Amerikanska systemet: Kedabekase (nära Auvergnose).

Osann's system:	s	A	C	F	a	c	f	n	k
	50.9	1.5	7.2	31.0	0.8	3.6	15.6	8.0	0.93

ring skett i den ursprungliga bergartens sammansättning vid grönstenens omkristallisation. Någon sådan pneumatolytisk påverkan (bildning av cummingtonit), som ESKOLA[1] beskrivit i Orijärvi-amfiboliten kunde emellertid icke iakttagas i preparat av det bergartsprov, å vilket analysen utfördes. Därför är emellertid icke sagt, att icke cummingtonit kan förekomma i Yxsjöområdets amfiboliter liksom omnämndes vara fallet i vissa Grängesbergsområdets.

	1	2	3
SiO_2	49.42	50.99	51.31
TiO_2	0.25	0.65	—
Al_2O_3	14.31	15.18	13.64
Fe_2O_3	0.51	1.87	0.52
Cr_2O_3	—	0.08	—

[1] l. c., s. 111, 221—225.

	1	2	3
FeO	9.52	8.09	8.49
NiO	0.01	Spår	—
MnO	0.35	0.18	Spår
MgO	10.90	10.00	12.73
CaO	11.68	8.60	12.41
Na_2O	1.24	2.67	1.40
K_2O	0.49	0.38	0.32
P_2O_5	0.15	—	—
H_2O +	1.02	0.95	—
		S 0.68	—
H_2O	0.12	0.10	
	99.97	99.82	100.82

	s	A	C	F	n	a	c	f	k
1.	50.9	1.5	7.2	31.3	8.0	0.8	3.6	15.6	0.93
2.	53.7	3.0	6.3	27.7	9.0	1.5	3.5	15.0	0.92
3.	51.07	1.45	6.43	33.17	8.6	1	3	16	

Leptiternas och amfiboliternas i Yxsjöfältet primära natur.

I sin avhandling[1] över Grängesbergsområdet sammanför JOHANSSON, som bekant, leptitbergarterna (»granuliterna») och amfiboliterna till ett genetiskt helt; båda anses vara magmatiska differentionsprodukter in situ ur samma magma, som även utdifferentierat malmerna, skarnbergarterna och kalkstenarna.

Det resultat, som förf. kommit till beträffande förhållandet mellan leptiter och amfiboliter i Yxsjöfältet — således även i Grängesbergsområdet[2] och i den mellansvenska leptitformationen i allmänhet — stöder sig i främsta rummet på ingående detaljstudier av dylika bergarter inom Garpenbergs leptitbälte, där amfiboliter och leptiter förekomma tillsammans på ett med Yxsjö- och Grängesbergsområdet fullkomligt analogt sätt. Dessa iakttagelser, som i det följande komma att relateras, visa, att förhållandet mellan amfiboliter och leptiter icke kan tolkas så, som kommit till synes i JOHANSSON's Grängesbergsmonografi.

Vad nu först Yxsjöleptiternas primära tillstånd beträffar har redan vid beskrivningen av deras mikrostruktur framhållits de fakta, som avgjort tala för, att bergarterna ifråga icke kunna representera några stelningsbergarter. Därpå hänvisa de relikta, klastiska strukturdragen, den tydliga växellagringen av täta, jämnkorniga

[1] l. c., s. 318—319.
[2] Förf. har speciellt studerat amfiboliternas uppträdande uti »porfyrgranuliterna» vid Grängesberg.

och porfyriska bergarter samt den variabla »strökorns»-fördelning, som de porfyriska bergarterna visa.[1] Det mycket varierande mängdförhållandet mellan kvarts och plagioklas i såväl »grundmassa» som bland »strökorn» — ibland bestå »strökornen», som förut nämnt, nästan uteslutande av fältspat, i andra fall till övervägande del av kvarts — är även ett i hög grad anmärkningsvärt drag och talar icke för homogena stelningsbergarter. Tillkomma slutligen de inlagrade kalkstens-bergarterna, vilka i vissa fall fullständigt överförts till flusspat-rika, scheelit-förande hedenbergit-, andradit- och amfibolskarn, vilka omöjligen kunna utgöra några magmatiska stelningsprodukter.

Vi hava i Yxsjöfältets leptiter med säkerhet att göra med ursprungligen klastiska kvarts-fältspatbergarter, vilkas utgångsmaterial med all sannolikhet är av tuffogent ursprung. Huruvida dessa bergarters nuvarande höga Na_2O-halt är primär eller icke, är ännu en öppen fråga. Från Garpenbergsområdet har emellertid förf. i det föregående relaterat några observationer, som visa, att antagandet, att ifrågavarande leptiters natronkaraktär är primär, måste tagas med stor reservation.

Innan förf. övergår till frågan om amfiboliternas bildningssätt, skola först beröras vissa drag i amfiboliternas uppträdande, vilka Johansson synes tillmäta synnerligen stor betydelse såsom stöd för sin differentiationshypotes. Det gäller de fransade, uppsplitsade kontakter, som beskrivits från Grängesbergsområdet,[2] och, då förf. haft tillfälle att detaljerat studera fullt samma fenomen inom Garpenbergsområdet, skall i det följande en kort redogörelse lämnas för de resultat, som därvid erhållits.

Amfiboliterna inom Garpenbergsområdet kunna anses som fullt typiska representanter för dessa basiska bergarter inom den mellansvenska leptitformationen i allmänhet. Liksom fallet är i Yxsjöfältet, uppträda de vanligen även här i form av mer eller mindre mäktiga massiv och gångar, löpande konformt med leptiternas strykning. Associerade med lagergångarna uppträda dock även övertvärande gångar.

Det kan icke råda det minsta tvivel om, att amfiboliterna ifråga verkligen representera omkristalliserade, intrusiva grönstensbergarter.[3] Därför tala såväl brottstycken av leptit inuti amfiboliterna

[1] »Strökorns»-fördelningen är av helt annan natur än uti de »porfyriska granuliterna» t. ex. vid Täppan i Grängesberg. Här torde verkliga kvartsporfyrer föreligga, om effusiva eller intrusiva återstår att avgöra.

[2] l. c., s. 316—317.

[3] G. F. F., Bd. 42, 1920, s. 77—78.

som amfiboliternas förhållande till områdets sulfid- och järnmalmer. Av speciellt intresse är amfiboliternas förhållande till malmerna. Då amfiboliter i form av övertvärande gångar genomsätta en sulfidmalm, t. ex. av zinkblende, visar det sig, att zinkblendet i form av smala »gångar», inträngt längs kontraktionssprickor i eruptivbergarten.[1] Det framgår därav, att zinkmalmen rel. måste vara yngre än amfibolitbergarterna, huru mycket är däremot oavgjort.

Ett annat intressant förhållande, som här torde förtjäna omnämnas, är en iakttagelse å 80 *m* av. uti Kompanigruvan, Ryllshyttefältet, där en amfibolitgång övertvärar en järnmalm. Uti amfiboliten anträffades brottstycken av skarnjärnmalmen. Det vill alltså av dessa förhållanden framgå, som vore amfiboliten något äldre än sulfidmalmen men något yngre än järnmalmen.[2]

Vad beträffar åldern hos amfiboliterna i Yxsjöfältet, tyder förhållandet mellan amfibolit och skarn därpå, att grönstenen är något äldre. Av fig. 4 framgår, huru tvenne hedenbergitskarnzoner i kalkstenen kunna ligga an på båda sidor mot en intrusiv amfibolit. Detta skulle ju kunna tolkas så, att grönstenen vid intrusionen delat upp ett förut i skarn omvandlat parti av den ursprungliga kalkstenen. Emellertid synes det närmast förhålla sig så, att på båda sidor om den intrusiva amfiboliten, utefter kontakten, en lättare framkomlig väg för de skarnbildande agentierna förefunnits. Från kontakten utåt har till synes omvandlingen av kalkstenen till skarn ägt rum.

Vad, som nämnts rörande åldersförhållandet mellan amfibolit och skarn, torde även gälla ifråga om den lilla järnmalmzonen i kalkstenen (jfr fig. 4).

Då de intrusiva[3] amfiboliterna inom olika delar av den mellansvenska leptitformationen till sin sammansättning och sitt geologiska uppträdande visa sig i stort sett analoga, torde man få antaga, att deras bildningstid i de flesta fall tillhör en och samma geologiska epok. Intresset knytes till frågan, huruvida de intrusiva amfiboliterna intruderats uti leptitformationen före eller efter dennas uppresning i sitt nuvarande, i allmänhet branta läge. Förf. har icke ännu funnit en fullt säker hållpunkt i denna fråga. Säkert synes emellertid vara, att amfiboliterna deltagit i genom-

---

[1] I Dannemora synas analoga förhållanden föreligga.

[2] Huruvida det även, geologiskt talat, råder en åldersskillnad, är ännu en öppen fråga.

[3] Från Falutrakten har GEIJER (l. c., s. 33—41) beskrivit tuffogena amfiboliter, sålunda tillhörande leptitformationens egen bildningstid. Sådana järnmalmsförande amfiboliter har förf. senare beskrivit från Dannemoratrakten (Tekn. Tidskr. Kemi o. Bergsv. H. 8. 1918.)

gripande verkningsrörelser inom leptitberggrunden. Starka bevis därpå föreligga inom Garpenbergsområdet. Här kan tydligt iakttagas de kraftiga deformationerna hos amfiboliterna, varigenom härstädes sådana »fingrade» kontakter, som JOHANSSON beskrivit från Grängesberg, uppstått. Genom differentialrörelser inom leptitbergarterna vid veckningen hava amfibolitlagergångarna avslitits, samt leptit och amfibolit med flikiga begränsningar pressats in uti varandra. Analoga »Knotenpunkte»,[1] som av JOHANSSON angivits från Grängesberg, återfinnas även inom Garpenbergs-amfiboliterna och äro här endast deformationsstrukturer (= sekundära drag) hos primärt enhetliga lagergångar.

JOHANSSON synes uppfatta amfiboliternas struktur och mineralsammansättning såsom varande i huvudsak av primärt ursprung. Särskilt framhålles den rel. sura karaktären hos plagioklasen i jämförelse med fältspaten i verkliga gabbrobergarter (icke omkristalliserade), och avgränsar JOHANSSON av denna anledning amfiboliterna som en säregen natronrik grönstensserie.

Genom ESKOLA's betydelsefulla undersökningar av fullt analoga amfiboliter från sydvästra Finlands leptitbälte (Orijärviområdet) torde för första gången en mera klar inblick erhållits i amfiboliternas metamorfos. Efter att hava visat[2], att till varje analys av en amfibolit finnes en fullt jämförlig sådan bland basiska eruptivbergarter, yttrar sistnämnda forskare rörande omkristallisationen av en basisk eruptivbergart till en amfibolit: »The composition of the amphibolites is quite certainly possible for igneous rocks, and if the amphibolites were melted an resolidified under volcanic condition, the minerals formed would be those which are now found in these igneous correlatives. The conversion of these minerals into plagioclase and amphibole with some small amount of titanit or ilmenit can be regarded as due to internal readjustments by mutual chemical reactions within themselves.»

Gent emot JOHANSSON anser sålunda ESKOLA amfiboliternas rel. sura plagioklas vara sekundär, och bergarterna ifråga kunna sålunda av denna anledning icke inrangeras i någon säregen natronrik grönstensserie.[3]

Vad amfiboliterna inom Yxsjöfältet (och Garpenbergsområdet) beträffar, är förf. benägen ansluta sig till ESKOLA's uppfattning beträffande metamorfosen. I de undersökta preparaten finnes intet spår av en primär mineralsammansättning bevarad, likaså icke

---

[1] l. c., s. 316, och fig. 9, s. 316.
[2] l. c., s. 121—122, tab. XIX.
[3] JOHANSSON, l. c., s. 315—316.

heller av den ursprungliga strukturen. Det synes därför omöjligt, att med någon som helst säkerhet fastställa den analyserade bergartens primära mineralsammansättning och struktur. En magma av den sammansättning, som tab. VI angiver, skulle enligt »normen» vid stelning under ytförhållanden ge en bergart bestående av basisk plagioklas ($Ab_{25}An_{75}$), diopsid, hypersten, olivin, magnetit, ilmenit och apatit. Med undantag av små relikter af ilmenit (i leukoxen) och apatit föreligger emellertid nu en helt annan mineralsammansättning.

Det enda drag, som torde vara primärt, är en mera finkornig struktur hos de smalare gångarna än hos de mera mäktiga, samt hos de senare en grövre kornighet i gångarnas mitt än vid salbanden. Vid omkristallisationen har detta primära drag övertagits av den nya mineralassociationen.[1]

Yxsjöfältets Kalkstenar.

Av de ursprungligen förefintliga kalkstenslagren, vilka fungerat som »absorptionsapparater» vid pneumatolysen och på sådant sätt betingat malmbildningens lokaliserande till fältet, finnas, så vitt hittills kunnat konstateras, från skarnvandling bevarade delar kvar endast i västra delen av Yxsjöfältet, inom Norra- och Södra Yxsjögruvornas utmål (fig. 2). I den östra delen av fältet, Kvarnås-gruvans utmål, har däremot det primära kalkstenssubstratet (i form av $CaCO_3$) fullständigt borteliminerats, och, åtminstone delvis, förbrukats för bildningen av ett järn- och rel. alkalirikt amfibolskarn.

Då ett kalkstenslager delvis omvandlats i en kalksilikathornfels (skarn) kan i Yxsjöfältet, liksom i flera fall är förhållandet inom den mellansvenska leptitformationen, konstateras, att angreppet skett i riktning utifrån kalkstenslagrets begränsning mot leptitsidstenen på sådant sätt, att t. ex. »hängande» delen av det primära kalkstenslagret lämnats oberört, under det att liggandet överförts i skarn. Även har i vissa fall skarnbildningen lokaliserats till kontakten mellan kalksten och intrusiva amfibolitgångar (fig. 4).

Att skarnomvandlingen av karbonatbergarten förlöpt på ovan angivet sätt torde bero därpå, att vid själva gränsen mellan karbonatbergarten och leptitsidostenen eller den intrusiva amfiboliten ett mindre motstånd för de under pneumatolysen framströmmande agentierna (gaser och lösningar) förefunnits. Vid skarnvandlingen

---

[1] Detta gäller även betr. amfiboliterna inom Garpenbergsområdet.

av kalksten skedde med all sannolikhet en kontraktion[1] av volymen, varigenom även tillförselkanalerna utefter kontakterna vidgades. Då, såsom i vissa fall observerats, en kvartsmassa uppträder emellan en i skarn omvandlad del av det primära karbonatlagret och en icke omvandlad del, torde detta med all sannolikhet få förklaras så, att den sista SiO_2-resten avsatt sig i en sådan kontraktionsrämna mellan den relikta delen av karbonatbergarten och den i skarn överförda delen av densamma.

Färgen hos Yxsjöfältets kalkstenar äro gråvit eller oftast rödlätt, kornstorleken i undersökta preparat håller sig mellan 0.7—1.3 *mm*. Den röda färgen hos karbonatbergarten härrör icke enbart av en röd, ferritisk pigmentering hos karbonaten, utan beror även i vissa fall på inblandning av rödpigmenterad plagioklas.

Även om det makroskopiskt förefaller, som betydande delar av det primära kalkstenssubstratet lämnats helt oberört av de pneumatolytiska processernas påverkan, ger dock en mikroskopisk undersökning upplysning om, att, även till synes, rena kalkstensvarieteter dock innehålla mineral, som återfinnas i de typiskt pneumatolytiska skarnbildningarna. Sålunda kan tydligt spåras den kiselsyre-, lerjord- och alkali-tillförsel, som ägt rum i fältet under pneumatolysen, i undersökta preparat av de renaste kalkstensvarieteter, som kunnat uppletas.

Bland de mineral, som uppträda i kalkstenarna, äro plagioklas och mikroklin av stort intresse. Dessa båda mineral, som icke sällan i rel. stor mängd äro tillstädes i de typiska skarnbildningarna i fältet (stundom t. o. m. så rikligt, att bergarterna skulle kunna benämnas plagioklas—mikroklin—hedenbergit-eller plagioklas—mikroklin—alkali järnamfibolfelser) och där otvivelaktigt äro av pneumatolytiskt ursprung, måste även beträffande sitt bildningssätt i de rena kalkstensvarieteterna tillskrivas en pneumatolytisk inverkan, en »addition» av SiO_2, Al_2O_3, Na_2O och K_2O till karbonatbergarten.

I de av förf. undersökta preparaten av även de renaste kalkstensprov ses sporadiskt små (0,1—0,2 *mm*) rundade, gitterstruerade mikroklinkorn, icke sällan helt inneslutna i kalcitkornen. Någon pertitstruktur framträder icke tydligt här; en sådan är däremot, såsom vi längre fram skola finna, vackert utbildad hos kalifältspaten i Kvarnåsgruvans alkalijärnamfibolskarn.

---

[1] I Ryllshyttefältet är detta mycket tydligt. Då pyroxenskarn bildats ur kalksten, är detta genomdraget av kontraktionssprickor, utfyllda med zinkblände. Jfr även ESKOLA, l. c., s. 233.

I vissa av de undersökta preparaten av Yxsjöfältets kalkstensvarieteter inträda kvarts, plagioklas och mikroklin i så riklig mängd, att bergarten till betydlig del består av nämnda mineral. Fältspaterna kunna då även nå betydligt större dimensioner än ovan angivits samt äga stundom en, åtminstone delvis, väl utbildad idiomorfi. Exempelvis en rödlätt kalkstensvarietet från Bätgruvan, som makroskopiskt föreföll vara en mycket ren karbonatbergart, visade sig emellertid under mikroskopet vara mycket fältspatrik. Mängdförhållandet mellan plagioklas och mikrolin växlar i olika prov; i några befanns plagioklasen vara nästan allenarådande, men i allmänhet torde kunna sägas, att vid pneumatolysen tillförseln av K_2O varit större än av Na_2O.

Mikroklinfältspaten i kalkstenarna är antingen gitterstruerad, eller ock visar den några få, breda lameller enligt albitlagen. Karlsbadertvillingar äro även observerade. I motsats till plagioklasen är kalifältspaten frisk och klar.

Geijer omnämner[1] plagioklas som beståndsdel i Yxsjöfältets skarnbergarter och angiver hos denna en sammansättning $Ab_{85}An_{15}$. Vid undersökningarna har förf. även funnit plagioklas i kalkstenar och skarn av mera basisk sammansättning än den av Geijer angivna; förf:s bestämningar hava nämligen givet värden ända upp till $Ab_{66}An_{34}$.

Plagioklasen är lamellerad enligt albitlagen, men vanligen är lamelleringen otydlig på grund av omvandlingsprodukter. Små fjäll av sericit genomväva densamma i alla riktningar, vartill kommer en starkt dubbelbrytande, tydligen järnrik epidot, samt i vissa fall talrika, rundade korn och aggregat av titanit. Antipertitiska fläckar af gitterstruerad mikroklin förekomma även stundom i plagioklasen.

Beträffande den starka epidot- och sericitomvandlingen hos plagioklasen i en hel del undersökta slipprov av kalkstenar och skarn torde denna få tillskrivas en hydrotermal inverkan under någon fas av skarnbildningsperioden.

Av femiska silikat i kalkstenarna finner man även i till synes rena kalkstensprov allotriomorfa individ av pyroxen eller amfibol; det sistnämnda mineralet kan stundom med säkerhet bestämmas såsom framgånget genom uralitisering av en pyroxen.[2] I vissa fall ses nämligen den ljusgröna pyroxenen delvis omvandlad i ett mera mörkgrönt amfibolmineral.

---

[1] l. c., s. 241.
[2] Jfr uralitiseringen hos Kvarnåsskarnet, s. 95—97.

Granat av den karaktär, som närmare kommer att beskrivas i samband med granatskarnet, och phlogopitisk glimmer äro även närvarande i Yxsjöfältets kalkstenar.

Sporadiskt anträffas i de renaste kalkstensprov enstaka korn av de sulfider, som uppträda i skarnbildningarna. Flusspat och den med nämnda mineral nära associerade scheeliten hava sitt säte i skarnet och äro icke observerade i preparat av ren kalksten.

Slutligen böra som beståndsdelar i kalkstenarna omnämnas titanit och apatit. Vad förstnämnda mineral beträffar uppträder det icke sällan i form av korngyttringar i plagioklasen. Idiomorfi hos titaniten är endast i ett fall observerad.

Då det av titanitens uppträdande framgår, att den är sekundär, och då de renare kalkstensvarieteterna äro mera fattiga på titanit än de mera silikatförande, torde med stor sannolikhet kunna antagas, att kalkstenarnas TiO_2-halt, åtminstone till en del, är »adderad» vid pneumatolysen.

Fosforsyrehalten i de mera rena kalkstensvarieteterna är den för urkalkstenar normala (tab. VII, N:o 1). I de mera silikatrika synes P_2O_5-halten stiga (tab. VII, N:o 2). Uti det ur kalksten framgångna skarnet (tab. X, XIII) är P_2O_5-halten ännu avsevärt högre än i de silikatrika kalkstenarna. Huruvida detta senare får tillskrivas en »addition» av P_2O_5 eller beror på en anrikning av kalkstenens primära P_2O_5-halt, torde vara omöjligt att med säkerhet fastställa.

Yxsjöfältets kalkstenar föra endast i ringa mängd dolomitspat. I detta avseende avvika de mycket från karbonatbergarterna inom andra sulfidförande områden. Inom Garpenbergsområdet t. ex. äro dolomitiska kalkstenar och rena dolomiter lokaliserade till sulfidmalmsförande områden, under det att utanför dessa mycket rena kalkstenar konstant uppträda. Det vill här framgå, som den MgO-tillförsel, vilken måste hava skett för att ur en MgO-fattig eller MgO-fri leptit bilda en så magnesiarik bergart som en biotitalmandinfels, även påverkat kalkstenarna inom samma område. Dylika förhållanden äro däremot icke konstaterade inom Yxsjöfältet.

Den ringa mängd MgO, som fanns disponibel vid skarnbildningen, gjorde, att såväl pyroxen som amfibol i Yxsjöfältet äro MgO-fattiga.

Av Yxsjöfältets kalkstenar äro två analyser utförda av förf. (tab. VII, N:o 1 och 2). N:o 1 representerar sammansättningen hos en av de renaste kalkstensvarieteterna, N:o 2 hos en silikatrik sådan.

Tab. VII.

Kalkstenar från Yxsjöfältet.

	N:o 1	N:o 2
	%	%
SiO_2	3.15	30.70
TiO_2	ej best.	ej best.
Al_2O_3	1.10	5.38
Fe_2O_3	0.13	1.89
FeO	0.48	0.09
MnO	0.15	0.15
MgO	1.09	0.71
CaO	53.64	33.20
Na_2O	0.12	1.78
K_2O	0.52	1.55
P_2O_5	0.010	0.060
Glödgn.förl.	40.16	25.03
	100.55	100.54
$H_2O^{+105°}$	0.11	0.06

N:o 1. Ljusgrå kalksten från Smedgruvan. För sporadiskt runda kvartskorn, gitterstruerad mikroklin, pyroxen, phlogopitisk glimmer och apatit. I HCl, sp.v. 1.19, olöst 5.19 %.

N:o 2. Rödlätt, plagioklas- och mikroklinförande kalksten från Båtgruvan. För enstaka amfibolprismor, (uralitiserad hedenbergit?) och granat. I HCl, sp.v. 1.19, olöst 40.76 %.

Till de två fullständiga analyserna i tab. VII kunna läggas följande, av gruvförvaltningen benäget meddelade, bestämningar av $CaCO_3$ (beräknad å funnen CaO-halt) i Yxsjöfältets kalkstenar.

1. $CaCO_3$ 96,47 % (generalprov).
2. » 85,13 »
3. » 83,4 »

Yxsjöfältets skarnbergarter.

Det råder en rätt väsentlig olikhet mellan skarnbergarternas petrografiska karaktär i den västra och östra delen av Yxsjöfältet. I den västra delen, Norra- och Södra Yxsjögruvans utmål (jfr fig. 2), kan skarnet huvudsakligen karakteriseras som ett sulfid- (och scheelit-)förande, flusspatrikt hedenbergit- eller, helt underordnat, andradit-skarn, under det att i östra delen av området, i Kvarnås-»strecket», uteslutande ett sulfid- (och scheelit-) samt flusspatförande,

rel. alkali- och järnrikt amfibolskarn uppträder. Vid en petrografisk beskrivning av Yxsjöfältets skarnbergarter kunna därför dessa indelas i följande slag:

Hedenbergitskarnet.
Andraditskarnet.
Alkalijärnamfibolskarnet.

Hedenbergitskarnet.

I sitt arbete över kontaktmetamorfosen uti Kristianiafältet har, som bekant, V. M. GOLDSCHMIDT[1] påvisat den stora roll, som hedenbergitisk pyroxen i allmänhet spelar uti de pneumatolytiskt bildade skarnbergarterna. Under det att i de, genom normal kontaktmetamorfos bildade, pyroxenförande hornfelserna i Kristianiafältet ingår en pyroxen av salitens sammansättning, d. v. s. hållande ungefär lika mängder av diopsid- och hedenbergitsilikatet, är däremot uti den genom substanstillförsel bildade pyroxenen i de egentliga skarnbildningarna hedenbergit-silikatet det övervägande.

I fullständig överensstämmelse med detta förhållande i Kristianiafältets, på pneumatolytisk väg bildade, skarn uppträder även i Yxsjöfältet ett utpräglat hedenbergitskarn, som redan nämnt, helt förlagt till fältets västra del, Norra- och Södra Yxsjögruvans utmål. Det torde, vad såväl pyroxenens halt av hedenbergitmolekyler (jfr tab. VIII) som dess stora individutbildning beträffar (fig. 14), icke finnas någon svensk fyndighet, som därmed kan jämföras, och även i nämnda avseende torde vid en jämförelse med Kristianiafältets och andra typiska, utländska kontaktområdens pneumatolytiskt bildade hedenbergitskarn Yxsjöskarnet fullt kunna jämföras. Av V. M. GOLDSCHMIDT's undersökningar synes framgå, att hedenbergiten uti Kristianiafältet i stort sett icke uppträder i så stora individ, som allmänt är fallet i Yxsjöfältets hedenbergitskarn.

Som förut anförts omnämner DANIEL TILAS i Yxsjöfältet förekomsten av »svart bländahlyt hornberg», och möjligen avses med detta uttryck det svarta, grova hedenbergitskarnet.

Vad som hittills är känt rörande pyroxenens karaktär uti Yxsjöfältets skarn härrör från GEIJER. På grund av ljusbrytningsbestämning[2] ($\gamma > 1{,}730$) uppgiver nämnda forskare en FeO-halt av minst 18 % hos skarnpyroxenen. Såsom längre fram skall visas,

---

[1] Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Videnskapsselsk. Skr. I. Math.-Naturw. Kl. N:o 1, 1911.
[2] l. c., s. 241.

är denna uppskattning av pyroxenens FeO-halt icke för hög; den kemiska analysen av pyroxenen visar tvärtom, att FeO-halten torde i allmänhet vara c:a 4 % högre än det minimum, som angivits av GEIJER.

Yxsjöfältets hedenbergitskarn karakteriseras, som nämnt, av en ofta betydlig storlek hos de särskilda pyroxenindividerna. Det är icke så ovanligt, att dessa kunna äga en längd av upp till 1 dm. och

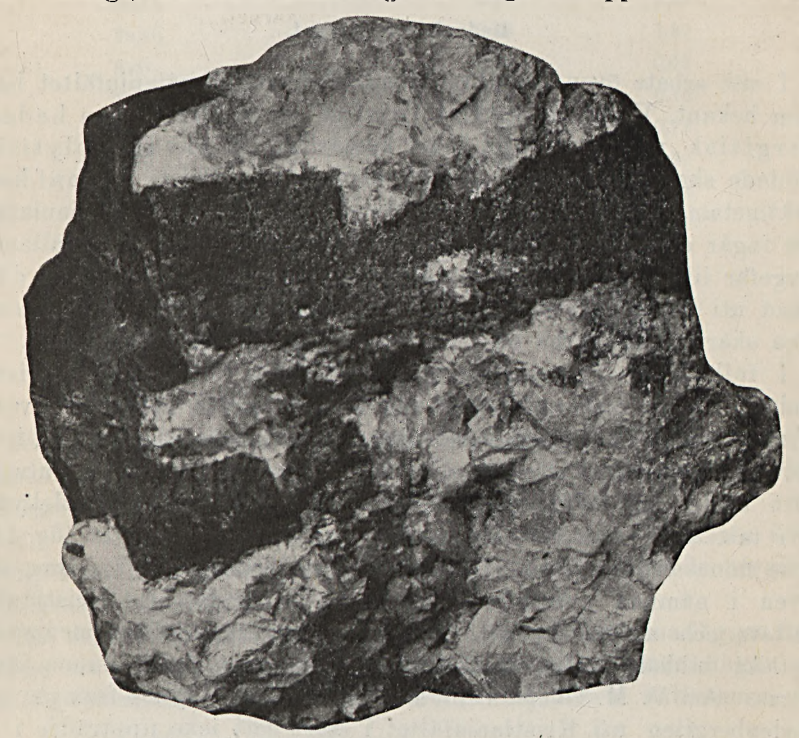


Fig. 14. Hedenbergit i grovspatig kalcit (omkristalliserad kalkstenssubstans) från Finngruvorna i Yxsjöfältet. C:a 3/5 nat. storlek.

däröver samt i genomskärning (⊥ prismazonen) nå en storlek upp till 1 à 2 cm. (jfr fig. 14).

Hedenbergitprismorna ligga i skarnet riktningslöst (massformigt) orienterade. Som fyllnadsmassa mellan de i alla riktningar ställda hedenbergitkristallerna ligga skarnets övriga beståndsdelar: kvarts, flusspat, scheelit, plagioklas (epidot, sericit), mikroklin, granat, magnetit, sulfider samt apatit.

Pyroxenens färg är makroskopiskt nästan becksvart (jfr fig. 14), vilket redan detta tyder på en hög FeO-halt hos mineralet. Under

mikroskopet blir färgen ljusgrön med svagt framträdande pleokroism.

I prismazonen begränsas hedenbergiten av ytorna a (100), b (010) och stundom m (110). Däremot saknar hedenbergiten vanligen terminala begränsningsytor. I några fall observerades dock c (001). En tätt upprepad avsöndring || c (001) är oftast markerad.

Utsläckningsvinkeln c : γ bestämdes i ett flertal snitt. Följande värden erhöllos därvid: 45°, 46°, 47°, 47°,5, 49°, 50°. Dubbelbrytningen är positiv, 2V c:a 56°—60°, svag dispersion: $\varrho > \nu$ omkring den spetsiga vinkeln γ.

För att erhålla kännedom om pyroxenens sammansättning utplockades möjligast rent material ur centimeterstora hedenbergitindivid och analyserades med i tab. VIII angivet resultat.

Tab. VIII.

Hedenbergit från Båtgruvan i Yxsjöfältet.

	%	Mol. prop.	
SiO_2	48.02		0.7963
TiO_2	—		—
Al_2O_3	0.80	0.0078	0.0226
Fe_2O_3	2.37	0.0148	
FeO	22.06	0.3072	0.3783
MnO	2.94	0.0414	
MgO	1.20	0.0297	
CaO	22.70		0.4053
Na_2O	—	—	0.0029
K_2O	0.28	0.0029	
Glödgn. förl.	0.31		—
	100.68		

$H_2O + 110°$ 0,22 %

Hedenbergitsilikat: $Ca(Fe,Mn)Si_2O_6$	c:a 87.0	mol. %.
Diopsid- » : $CaMgSi_2O_6$	» 7.4	» »
Sesquioxidmolekyler	» 5.6	» »
	100·0	mol. %.

Ur analysen kan approx. beräknas, att pyroxenen håller c:a 87 mol. % av hedenbergitsilikatet. Den synes dock endast i ringa mängd innehålla alkalipyroxenmolekyler.

Det är av intresse att jämföra analysen i tab. VIII med analyser av hedenbergit från andra, typiskt kontaktpneumatolytiska skarnbildningar. I efterföljande tab. IX är därför en sammanställning gjord, utvisande pyroxenens sammansättning i en del sådana skarn.

Tab. IX.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	48.02	53.28	49,06	49.00	48.28	48.40	47.50	49.56	47.13
Al_2O_3	0.80	1.16	0.19	0.91	0.68	3:66	5.03	1.14	—
Fe_2O_3	2.47	—	—	2.85	3.23	—	—	—	—
FeO	22.06	21.07	26.23	17.24	15.88	20.81	23.29	23.76	24.46
MnO	2.94	0.84	6.04	8,52	7.94	4.65	2.60	1.48	0.73
MgO	1.20	3.81	3.42	1.34	2.22	1.20	0.49	1.64	2.40
CaO	22.70	17.46	11.36	21.30	22.16	22.20	20.17	22.13	23.23
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—	} 0.45	0.98
K_2O	0.28	—	—	—	0.10	—	—		0.13
G. F.[1]	0.31	0.44	[2] 0.38	—	—	—	—	—	1.08
	100.68	98.06	99.68	101.16	100.71	100.92	99.08	100.16	100.14

1. Hedenbergit från Yxsjöfältet.
2. Hedenbergit från Nysæter, Grua, Hadeland. GOLDSCHMIDT, l. c., s. 343.
3. Mangan-Hedenbergit, Campiglia (G. v. RATH, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 20, 1868, s. 335).
4. Mangan-Hedenbergit, Dognaczka (HIDDEN, Zeitschr. f. Kryst., 8, 1884, s. 533, Ref.).
5. Mangan-Hedenbergit, Dognaczka (LOCZKA, Zeitschr. f. Kryst., 11, 1886, s. 262, Ref.).
6. Hedenbergit, Sasagatani (NOBUYO FUKUCHI, Beiträge zur Mineralogie von Japan, December 1907, N:o 3, s. 75—110).
7. Hedenbergit, Yanagigaura (NOBUYO FUKUCHI. l. c.).
8. Hedenbergit, Obira (NOBUYO FUKUCHI, l. c.).
9. » » (» » » »).

Av tab. IX framgår, att hedenbergiten i Yxsjöfältet synes vara rikare på mangan än Kristianiafältets hedenbergit, ävenså torde halten av hedenbergitsilikat genomgående vara högre i Yxsjöfältet. Av de i tab. IX anförda analyserna visa särskilt 7 och 8 stor överensstämmelse med hedenbergitanalysen från Yxsjö.

Den i hedenbergitskarnet uppträdande kvartsen är stundom mycket riklig och uppfyller en del av rummen mellan hedenbergitindividerna. Färgen är glasigt vit till gråblå. Den innehåller rikligt vätskeinneslutningar, hos vilka allmänt iakttages en rörlig libell.

Kvartsen synes vara den sista kristallisationsresten ur de »adderade» gaserna och lösningarna. Då den i många fall förekommer tillsammans med mycket flusspat, torde kvartsen, åtminstone delvis, hava tillförts i form av fluorkisel, som med kalksten omsatts till fri kiselsyra (kvarts) och fluorkalcium (flusspat) enl.:

[1] Glödgn. förl.
[2] H_2O.

$$SiF_4 + 2CaCO_3 = SiO_2 + 2CaF_2 + 2CO_2.$$

En del av kvartsen torde även transporterats i lösningar i senare stadier av kontaktmetamorfosen.

Alla skarnbergarter i Yxsjöfältet, så även hedenbergitskarnet, utmärkas genom en sällan felande och vanligen rel. hög halt av flusspat. Hedenbergitskarnets flusspat är till färgen vanligen ljus till vingul till skillnad från amfibolskarnets i Kvarnåsen, som nästan genomgående är violettfärgad. På samma sätt som kvartsen fyller flusspaten rummen mellan hedenbergitindividerna.

Även scheeliten utfyller hålrummen mellan hedenbergitkristallerna (fig. 15). Detta minerals förekomstsätt kommer att mera utförligt behandlas i det följande.

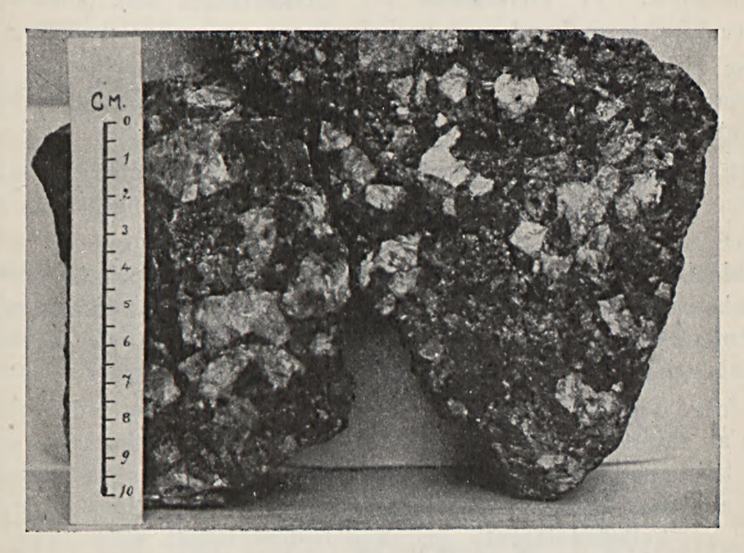


Fig. 15. Scheelit uti hedenbergit-flusspatskarn från Smedgruvan i Yxsjöfältet. Det ljusa scheelitmineralet, som delvis visar antydan till idiomorfi (111), sitter i rummen mellan grova hedenbergitindivid.

Hedenbergitskarnet är även ställvis rikt på plagioklas. Fältspaten sitter vanligen, liksom de ovan nämnda mineralen, uti rummen mellan hedenbergitkristallerna. Färgen är rödaktig, och mineralet kan vid hastigt påseende tagas för derb granat.

Under mikroskopet upplösas de i påfallande ljus enhetliga plagioklasfälten i ett aggregat av mindre, oregelbundet begränsade

korn, vilka äro fullsatta med små fjäll av en sericitisk glimmer. Därtill kommer som nybildningsprodukt i plagioklasfälten en starkt dubbelbrytande (järnrik) epidot, i vissa fall med orthitkärna.

Såväl sericit som epidot torde, som redan nämnt, utgöra produkter av en hydrotermal inverkan på plagioklasen under någon senare del av kontaktmetamorfosen.

Plagioklasens lamellering enligt albitlagen kan stundom skönjas genom de talrika sericitinterpositionerna. I flera snitt bestämdes maximala utsläckningsvinkeln ⊥ (010.) Därvid erhöllos värden varierande mellan $Ab_{66}An_{34}$ och $Ab_{63}An_{37}$.

En vackert gitterstruerad mikroklin uppträder även stundom i hedenbergitskarnet, dock synes nämnda fältspat vara mest karakteristisk för och förekomma rikligast i Kvarnåsens alkalirika hornbländeskarn. Vi återkomma till mikroklinens sammansättning längre fram i samband med beskrivningen av amfibolskarnet.

Den i hedenbergitskarnet förekommande granaten är av den sammansättning, som angives vid redogörelse för granatskarnet i det följande.

För sulfidernas förekomstsätt och mängd i hedenbergitskarnet, liksom i fältets övriga skarnbergarter, redogöres längre fram särskilt.

Hedenbergitskarnet för icke sällan rester av det primära karbonatsubstratet i form av grovspatig, omkristalliserad, vit kalkspat, vilken på samma sätt som kvartsen sammankittar de särskilda hedenbergitindividerna (jfr fig. 14).

I fråga om skarnbergarternas apatithalt har redan vid beskrivning av fältets kalkstenar framhållits, att P_2O_5-halten synes stiga med tilltagande silikathalt hos dessa, men att det icke med säkerhet kan avgöras, huruvida detta förhållande får tillskrivas en anrikning av kalkstenslagrets primära fosforsyrehalt eller beror på ytterligare »addition» av P_2O_5 under pneumatolysen.

För att erhålla en uppfattning av de väsentliga beståndsdelar, som tillförts det primära kalksubstratet för bildning av ett hedenbergitskarn, utvaldes ett prov (c:a 2 *kg.*) av ett plagioklasrikt hedenbergitskarn och analyserades av förf. med i tab. X angivet resultat.

För att bilda ett skarn av denna sammansättning ur en karbonatbergart (jfr tab. VII) har med säkerhet en tillförsel måst ske av bl. a. SiO_2, Al_2O_3, Fe, Na_2O och K_2O. Skarnbergartens rel. höga MnO halt torde däremot med största sannolikhet härröra från

Tab. X.

Plagioklas-hedenbergitfels från Båtgruvan i Yxsjöfältet.

	%	Mol. prop.	Sammansättning:
SiO_2	47.67	79.05	Kvarts
TiO_2	ej best.	—	Hedenbergit
Al_2O_3	7.70	7.53	Andesin[1] $Ab_{66}An_{34}$
Fe_2O_3	17.37	24.19	Mikroklin
FeO			Andradit
MnO	2.32	3.27	Kalcit
MgO	1.29	3.20	Apatit
CaO	19.14	34.17	
Na_2O	1.79	2.88	
K_2O	0.92	0.97	
P_2O_5	0.10	0.07	
Glödgn. förl.	1.07	—	
	99.37		

H_2O 110° 0,24 %

MnO-halt i karbonatbergsten.[2] På samma sätt torde det förhålla sig med MgO-halten. Någon tillförsel av magnesia (dolomitisering) kan nämligen icke konstateras i Yxsjöfältet.

Av idiomorfiförhållanden torde följande slutsatser kunna dragas i fråga om de i hedenbergitskarnet ingående silikatens rel. åldersförhållanden. Hedenbergiten synes vara äldst, därnäst komma i ordning: andradit, plagioklas och mikroklin. Kvartsen är, som nämnt, den sista kristallisationsresten.

Andraditskarnet.

Som underordnad beståndsdel förekommer andradit i såväl hedenbergitskarnet som i Kvarnåsgruvans amfibolskarn. I vissa delar av Yxsjöfältet, dock aldrig observerat av förf. i Kvarnåsgruvan, kan andradit nästan uteslutande sammansätta skarnet. I hängandet av Smedgruvans skarn-»streck» uppträder sålunda ett andraditskarn. Betraktas Yxsjöfältet i sin helhet, träder dock andradit kvantitativt helt tillbaka för hedenbergit och amfibol.

Flera forskare såsom J. F. Kemp[3] och V. M. Goldschmidt[4] hava påvisat, att andradit är ett karakteristiskt mineral för de pneuma-

[1] För inneslutningar av sericit och epidot (med orthitkärna).
[2] Goldschmidt har. som bekant, konstaterat en tillförsel av mangan vid pneumatolysen i Kristianiafältet, l. c., s. 214—215.
[3] Economic Geology II. 1907.
[4] l. c., s. 220—226, 368—379.

tolytiskt bildade skarnbergarterna. GOLDSCHMIDT betecknar sålunda hedenbergit och andradit som »ledmineral» (Leitmineralien[1]) för fyndigheter bildade genom metasomatisk pneumotolys.

Med stöd av en, av MAUSELIUS utförd, analys har GEIJER[2] visat, att andradit är ett karakteristiskt mineral för det flusspatrika granatskarnet i Kallmoragruvan, och i samma arbete[3] antager nämnda forskare, att även den i Yxsjöskarnet förekommande granaten är en andradit.

Förf. har i en uppsats[4] sökt utvidga kännedomen om sammansättningen hos granaten i de mellansvenska malmfyndigheternas skarnbergarter. Denna undersökning, vilken förf. i det följande, i samband med en jämförelse mellan Yxsjöfältets granat-pyroxenskarn och våra övriga mellansvenska fyndigheters, skall utvidga med några nya granatanalyser, gav till resultat, att granaten i allmänhet är andradit, endast de manganrika järnmalmerna av »Viker-»(»Dannemora-»)typen» visade sig äga en lerjordshaltig, spessartin-almandin granat.

De av I. HÖGBOM[5] publicerade analyserna av granaten i Nybergsfältets skarn bekräfta fullständigt förf:s slutsatser beträffande granatens sammansättning i allmänhet i fyndigheter av dylik natur.

Det vore sålunda, såsom GEIJER även antagit, à priori att vänta, att i en så typisk pneumatolytisk bildning som Yxsjöskarnet är, den förekommande granaten även skulle vara en dylik utpräglad andradit. En analys (tab. XI), som förf. utfört å Yxsjögranat, visar emellertid, att i denna granat grossularsilikatmolekylen uppträder i rel. större mängd än andraditsilikatet.

Att sålunda Yxsjögranaten, gent emot vad som skulle kunna väntas, är i hög grad lerjordsrik, torde bero därpå, att i detta fält tydligen en betydande mängd Al_2O_3 tillförts vid pneumatolysen. Därom vittnar även rikedomen på fältspat i skarnet.

Andradit med hög inblandning av grossularsilikat är emellertid även känd från typiska kontaktpneumatolytiska skarnbildningar. I nedanstående tab. XII återgivas för jämförelsens skull några liknande granatanalyser.

Kristianiafältets andradit synes i allmänhet icke äga en så betydande lerjordshalt som Yxsjöfältets. Dock föreligga analyser, som visa, att även där, speciellt i trakten av Konnerud, mycket

---

[1] l. c., s. 223.
[2] Falutraktens berggrund etc., s. 239.
[3] l. c., s. 241.
[4] G. F. F., Bd. 41, s. 64—87.
[5] G. F. F., Bd. 42, s. 157.

Tab. XI.
Andradit från Smedgruvan i Yxsjöfältet.

	%	Mol. prop.	
SiO_2	38.34	0.6358	0.6362
TiO_2	0.03	0.0004	
Al_2O_3	14.43	0.1411	0.2125
Fe_2O_3	11.40	0.0714	
FeO	1.01	0.0140	0.6135
MnO	5.82	0.0821	
MgO	1.37	0.0339	
CaO	27.08	0.4835	
Na_2O	—	—	
K_2O	0.10	0.0010	
Glödgn. förl.	0.57	—	
	100.15		

$\overset{II}{R}O : \overset{III}{R}_2O_3 : (Si, Ti)O_2 = 2,99 : 1 : 2,89$

Grossularsilikat	c:a 43.9	mol. %
Andradit- »	» 34.9	» »
Spessartin- »	» 13.4	» »
Almandin- »	» 2.3	» »
Pyrop- »	» 5.5	» »
	100.0	mol. %

Tab. XII.

	1	2	3	4	5
SiO_2	38.34	39.7	44.5	38.9	35.00
TiO_2	0.03	—	—	—	—
Al_2O_3	14.43	13.1	10.2	12.1	80.0
Fe_2O_3	11.40	17.2	18.2	19.8	17.00
FeO	1.01	—	—	—	—
MnO	5.82	—	—	—	3 50
MgO	1.37	spår	—	1.6	—
CaO	27.08	30.3	27.0	27.7	30.50
Na_2O	—	—	—	—	$CaCO_3$ 6.00
K_2O	0.10	—	—	—	—
G. F.	0.57	—	—	—	—
	100.15	100.3	99.9	100.1	100.00

1. Andradit från Yxsjöfältet.
2. Andradit från Elba (San Piero, D'Achiardi, Boll. R. Com. geol.d'Ital. 1871, s. 166).
3. Andradit från Elba (San Piero, D'Achiardi, l. c.).
4. Andradit från Sorano, Campiglia Marittima, Toscana (D'Achiardi, l. c.).
5. Andradit från Kristianiafältet (Konnerud). Goldschmidt, l. c., s. 374.

lerjordshaltig andradit kan uppträda i de pneumotolytiska skarnbergarterna (tab. XII, 5).

Ett prov, vägande c:a 5 kg., av det makroskopiskt mest rena andraditskarnet från hängandet av Smedgruvan användes för kemisk analys och mikroskopisk undersökning. Förf. fann därvid den i tab. XIII angivna kemiska sammansättningen, varur den i samma tab. anförda mineralsammansättningen är beräknad. Den senare överensstämde rel. väl med de värden, som erhöllos genom volymetriska mätningar enl. ROSIWAL's. metod.

Tab. XIII.

	%	Mol. prop.[1]	Beräknad sammansättning.
SiO_2	41.52	68.85	
TiO_2	0.05	0.06	Kvarts 1.47 %
Al_2O_3	13.57	13.27	Mikroklin 12.55»
Fe_2O_3	8.95	5.60	Plagioklas { Albit 6.26, Anortit 1.35 } 7.61 % Ab_{82} An_{18}
FeO	0.32	0.44	
MnO	4.45	6.27	Andradit 71.44%
MgO	0.57	1.41	Kalcit 6.61»
CaO	24.74	44.17	Apatit 0.37»
Na_2O	0.74	1.19	100.05 %
K_2O	2.12	2.25	
P_2O_5	0.18	0.12	
CO_2	2.91	6.61	
$H_2O + 110°$	0.11	—	
	100.23		

Ur analysen är följande sammansättning hos granaten beräknad.

	%	Mol. prop.	
SiO_2	37.78	0.6265	0.6272
TiO_2	0.06	0.0007	
Al_2O_3	13.37	0.1308	0.2093
Fe_2O_3	12.53	0.0785	
FeO	0.45	0.0062	0.6277
MnO	6.23	0.0878	
MgO	0.80	0.0198	
CaO	28.78	0.5139	
	100.00		

Vi finna alltså även av denna beräkning, att granaten är en andradit med c:a 62,5 mol. % inblandning av grossularsilikatet.

Fig. 16 vill giva en inblick i andraditskarnets struktur. Andraditen förekommer såsom c:a 0,2 *mm* stora individ med avrundad romb-

[1] Mol. prop. × 100.

dodekaederform, inbäddade i ett cement av kalcit, plagioklas och mikroklin. I centrum äro andraditindividerna vanligen fullspäckade med små, runda kvartskorn, vilka tydligen utgöra en sista återstod av den SiO_2-tillförsel, som ägt rum till det primära kalksubstratet. Granaten visar sig vara fullt isotrop, någon anomali i

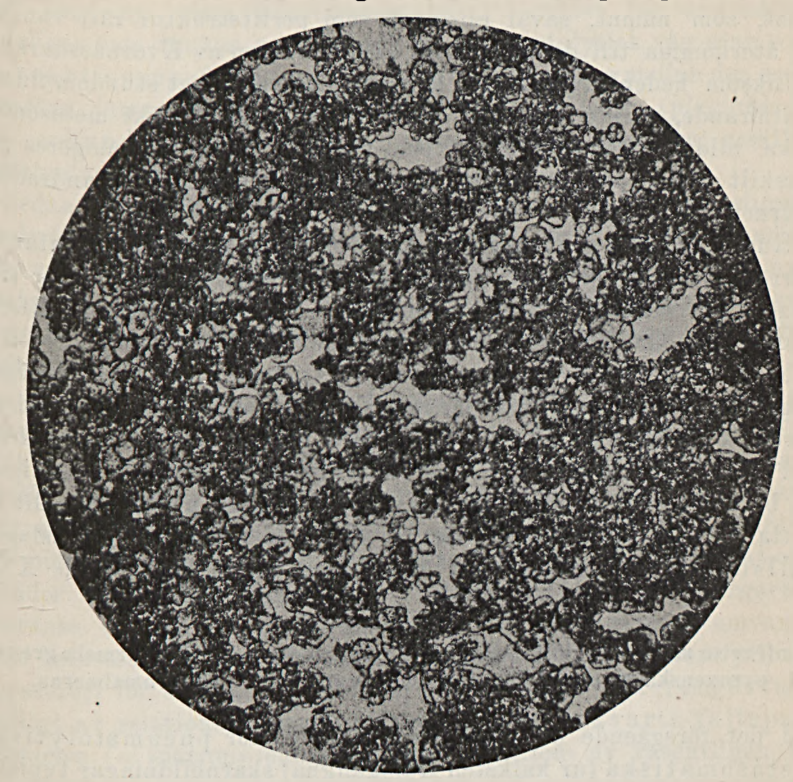


Fig. 16. Struktur hos andraditskarn från Smedgruvan i Yxsjöfältet. Andraditen bildar små (i bilden delvis mörka) individ, visande antydan till rombdodekaederbegränsning, och liggande i ett cement av kalcit, som utgör resten av det primära kalkstenssubstratet vid andraditbildningen. I cementet uppträda även plagioklas och mikroklin. Granatindividernas centrala delar äro uppfyllda med små kvartskorn. Först. 16 ggr. Ordinärt ljus.

dubbelbrytning har nämligen icke konstaterats hos Yxsjöfältets andradit över huvud taget.

Plagioklasen saknar idiomorfi. Den är något senare kristalliserad än andraditen, vilken kan förekomma som inneslutning i plagioklasindivid. Lamellering enl. albitlagen förekommer. I snitt ⊥ (010) bestämdes utsläckningsvinklar varierande mellan 7°—10°, motsvarande en sammansättning $Ab_{85}An_{15}$—$Ab_{82}An_{12}$. Omvandlingsprodukter i plagioklasen äro epidot och sericit.

Mikroklinfältspaten innesluter stundom små plagioklasindivid och torde sålunda vara något senare bildad än plagioklasen. Idiomorfi hos densamma är icke observerad i några undersökta preparat av andraditskarnet, icke heller någon utpräglad pertitstruktur. Hos mikroklinen uti Kvarnåsgruvans alkalijärnamfibolskarn är däremot, som nämnt, såväl idiomorfi som pertitstruktur rätt vanlig. Vi återkomma till denna sak vid beskrivningen av Kvarnåsskarnet.

Liksom hedenbergitskarnet är även granatskarnet stundom flussspatförande, vilket hänvisar på dess pneumotolytiskt metasomatiska bildningssätt. Sulfider och scheelit, för vilka redogöres på särskilt ställe längre fram, kunna även uppträda uti andraditskarnet (jfr fig. 22).

Huruvida den i granatskarnet förekommande apatiten uteslutande härrör från en primär apatithalt i kalkstensubstratet eller till någon del möjligen härleder sig från vid skarnbildningen tillförd fosforsyra, kan icke med någon säkerhet avgöras. Av analysen i tab. XIII framgår emellertid, att P_2O_5-halten är rätt avsevärt högre än i de rena kalkstenarna (tab. VII), vilket emellertid kan bero på en anrikning av den primära P_2O_5-halten i kalkstenarna vid deras skarnvandling. Vid skarnbildningen måste nämligen en betydande utlösning av kalk hava försiggått. Framför allt är detta tydligt då, såsom skett i Kvarnåsen, ett kalkstenslager fullständigt överförts i ett skarn med c:a 12 % CaO (tab. XX).

Jämförelse mellan Yxsjöfältets granat-pyroxenskarn och det normala granatpyroxenskarn, som åtföljer de mellansvenska skarnjärnmalmerna.

I det föregående har förf. visat, att den för pneumatolytiskt metasomatiska (ur kalksten framgångna) skarnbildningar typiska mineralkombinationen: andradit + hedenbergit även gäller för Yxsjöfältets. Endast granaten i Yxsjöfältet avviker såtillvida, att den innehåller en betydligt högre halt av grossular-molekyler än i allmänhet är fallet med andraditer i utlandets typiska, pneumatolytiskt-metasomatiska skarnbergarter. Det äger nu sitt intresse att jämföra Yxsjöfältets andradit-hedenbergitskarn med det granatpyroxenskarn, som är associerat med de mellansvenska malmfyndigheterna, speciellt skarnjärnmalmerna, i allmänhet.

Förf. har i en föregående uppsats[1] påvisat, att granaten uti de icke manganrika (till »Persbergstypen» hörande) skarnjärnmalmerna

[1] G. F. F., Bd. 41, s. 79—82.

(även då de föra sulfider) är en utgräglad andradit. De manganrika järnmalmerna av »Vikers-(»Dannemora»-)typen» däremot föra en granat, som till övervägande del uppbygges av grossular- och spessartin-molekyler.[1]

I nämnda uppsats framhölls även,[2] att en andradit uppträder som band uti vissa kvartsrandmalmer, i vilket fall andraditen svårligen kan tänkas vara bildad på pneumotolytisk väg utan som en reaktionsprodukt under regionalmetamorfosen mellan den sedimentära järnmalmens beståndsdelar: kiselsyra, järn, (plagioklas?) och sekundär kalkspat, som i vissa fall (ex. Striberg) ersätter kvartsränderna.

Sedan ifrågavarande uppsats publicerades, har förf. ytterligare studerat granatsammansättningen i de mellansvenska malmfyndigheternas skarn, och framläggas här nedan i tab. XIV några nya analyser, som ytterligare bekräfta de i åberopade uppsats dragna slutsatserna rörande granatens natur uti våra mellansvenska fyndigheters skarn.

I detta sammanhang vill förf. begagna tillfället att även utvidga kännedomen om granatens natur uti de ur leptiter pneumatolytiskt[3] bildade skarnbergarter, som, ofta i form av smalare eller bredare »stråk» och »linser», åtfölja sulfiderna inom det av förf. undersökta Garpenbergsområdet. Dessa mörka, väsentligen av kvarts, amfibol och biotit (vartill i underordnad mängd komma albit,[4] flusspat och sulfider: Cu-kis, Zn-blände ävensom Zn-spinell) bestående bergarter begränsa ofta de i granat-(andradit-) och pyroxenskarn omvandlade kalkstenskropparna, speciellt då de senare utgjort »absorptionsapparater» för sulfider (Pb-glans och Zn-blände). Det framgår fullt tydligt av relationerna mellan ifrågavarande, ur kvarts-fältspatbergarter (= »natron»-leptiter) genom »addition» av väsentligen Fe och Mg framgångna skarnbergarter och det ur karbonatbergarter bildade skarnet, att båda äro produkter av samma kontakt-pneumatolytiska inverkan.

Ifrågavarande biotit- och amfibol-rika bergarter föra i många fall rikligt med granat; ofta nå dessa granatindivid en storlek av flera *cm* i genomskärning. De av förf. å sådan granat utförda undersökningarna, av vilka en återgives i tab. XIV, 5, visa, att ifrågavarande skarnbergarters granat är en utpräglad almandin. I ett senare arbete

[1] l. c., s. 70—79.
[2] l. c., s. 82—85.
[3] Att de äro bildade på nämnda sätt framgår bl. a. av deras flusspathalt.
[4] Resten av leptitens fältspathalt.

Tab. XIV.[1]

	1		2		3		4		5	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.
SiO_2 .	37.40	0.6202	37.90	0.6285	35.52	0.5890	43.36	0.7174	43.42	0.7200
TiO_2 .	0.05	0.0006	—	—	0.05	0.0006	—	—	—	—
Al_2O_3 .	18.64	0.1823	16.11	0.1576	6.88	0.0673	6.13	0.0599	16.29	0.1593
Fe_2O_3 .	1.78	0.0111	6.06	0.0379	22.20	0.1390	19.90	0.1246	3.71	0.0233
FeO .	6.29	0.0876	8.82	0.1228	2.28	0.0317	1.16	0.0161	26.42	0.3680
MnO .	28.95	0.4083	16.94	0.2389	1.40	0.0197	1.58	0.0222	2.29	0.0322
MgO .	1.41	0.0349	1.43	0.0354	0.45	0.0111	1.18	0.0293	2.85	0.0707
CaO .	5.42	0.0967	12.86	0.2296	31.26	0.5582	27.26	0.4868	4.30	0.0768
	99.94	$RO:R_2O_3:SiO_2$ 3.24 : 1 : 3.20	100.12	$RO:R_2O_3:SiO_2$ 3.20 : 1 : 3.21	100.04	$RO:R_2O_3:SiO_2$ 3.01 : 1 : 2.86	100.57	$RO:R_2O_3:SiO_2$ 3.01 : 1 : 3.88	99.28	$RO:R_2O_3:SiO_2$ 2.99 : 1 : 3.94
		Andradit = 5.7 mol. %		Andradit = 19.3 mol. %		Andradit = 67.4 mol. %		Andradit = 67,3 mol. %		Andradit = 12.8 mol. %

Fyndigheter av »Vikers-typen»:
1. Granat ur granat-knebellitskarn från Hällgruvan, Garpenberg.
2. » » granatskarn » Jönviksgruvan, Garpenberg.
3. » » » Tärnslättsgruvan, »
4. » » granatbandad leptit från Garpenberg. Granatbandningen uppkommen genom skarnvandling av smala kalklager i leptit.
5. Granat ur biotit-almandinfels från Ryllshyttan, Garpenberg. Bergarten har uppstått genom pneumatolytisk kontaktmetamorfos av leptit i samband med sulfid-invandring (zinkblände, blyglans, kopparkis).

[1] Det material, som användes för analys, utplockades möjligast rent med lupp och pincett men behandlades icke vidare med tung separationsväska. Därav kommer det sig, att poikilitiskt invuxna, små kvartskorn i analysmaterialet ge ett något för högt värde på SiO_2 i förhållandet $RO : R_2O_3 : SiO_2$. Speciellt är detta fallet i 4 och 5. Frånräknas i (4) 9.83, % SiO_2, blir granatens sammansättning: SiO_2 36.95, Al_2O_3 6.76, Fe_2O_3 21.93, FeO 1.28, MnO 1.74, MgO 1.30, CaO 30.04, summa 100.00 %. Om i (5) fråndrages 10.38 % kvarts blir granatens sammansättning: SiO_2 37.17, Al_2O_3 18.32, Fe_2O_3 4.17, FeO 29.72, MnO 3.21, CaO 4.84, summa 100,00 %.

hoppas förf. mera utförligt få återkomma till dessa intressanta skarnbergarters bildningsbetingelser.

Vi finna alltså, att såväl andradit som grossular och almandin äro representerade i våra mellansvenska skarnbildningar, men att varje granatart synes äga sitt speciella utbredningsområde: andradit i de normala, ur karbonatbergarter framgångna skarnbergarterna, grossular-spessartin i de ur manganrikt kalksubstrat bildade, och almandin är allenarådande i de ur leptiter bildade biotitalmandinfelser, som icke sällan åtfölja sulfidmalmerna.

Jämföres efter denna orienterande översikt Yxsjögranaten med övriga, mellansvenska malmfyndigheters framgår sålunda, att den förra är avsevärt rikare på grossularsilikat än vanligen är fallet med granater i de icke manganrika fyndigheterna. Detta torde, som redan anförts, finna sin förklaring däruti, att i Yxsjöfältet, av allt att döma, en synnerligen riklig mängd Al_2O_3 tillförts vid pneumatolysen. Den fullständiga omvandlingen av en kalksten med den sammansättning, som t. ex. tab. VII visar, till ett så lerjordshaltigt amfibolskarn, som uppträder i Kvarnåsen (tab. XX), torde bl. a. vara ett bevis för denna rikliga Al_2O_3-»addition». Några märgliga kalkstenar hava nämligen med säkerhet icke existerat i Yxsjöfältet före skarnvandlingen.

Sammansättningen hos pyroxenen uti de mellansvenska fyndigheternas skarn har hittills varit föremål för rel. ringa studium. Weibull[1] och förf.[2] hava visat, att uti grossular-spessartinskarnet, som åtföljer fyndigheter av »Vikerstypen», förekommer manganhaltig pyroxen av rel. utpräglad hedenbergitkaraktär.

I ett arbete över Ramhällsfältet[3] påvisade förf. pyroxenens diopsidkaraktär uti där förekommande pyroxenskarn.

För att erhålla en inblick i pyroxenens karaktär i allmänhet uti de mellansvenska fyndigheternas pyroxenskarn har förf. ingående studerat frågan inom Garpenbergsområdet, vars fyndigheters skarn kunna sägas vara typiska för den mellansvenska leptitformationens skarnbildningar. Därvid hava skarnprov blivit analyserade dels från olika djup inom samma fyndighet (t. ex. i Ryllshyttefältet), dels från olika fyndigheter inom området. Resultatet av denna undersökning återgives i tab. XV.

Av de erhållna värdena framgår tydligt, att pyroxenen uti ifrågavarande skarnbildningar icke äger någon utpräglad hedenbergitkaraktär. Den i dessa fyndigheter uppträdande andraditen är så-

[1] G. F. F., Bd. 6, s. 505—506.
[2] G. F. F., Bd. 41, s. 74.
[3] l. c., s. 65.

Tab. XV.

	1		2		3		4	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol prop.
SiO_2	53.10	0.8805	53.15	0.8815	52.34	0.8679	52.60	0.8723
Al_2O_3	0.20	—	0.44	0.0043	1.54	0.0150	0.63	0.0061
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	9.92	0.1381	12.48	0.1738	12.31	0.1714	13.24	0.1844
MnO	1.13	0.0159	2.20	0.0310	1.11	0.0156	1.03	0.0145
MgO	11.39	0.2826	9.40	0.2332	8.33	0.2066	7.22	0.1791
CaO	23.99	0.4283	22.42	0.4003	23.66	0.4225	24.43	0.4362
Glödgn. förlust.	ej best.	—	ej best.	—	0.60	—	0.12	—
	99.73	—	100.10	—	99.89	—	99.27	—
		Mol. %		Mol. %		Mol. %		Mol. %
	Diopsidsilikat	c:a 64	Diopsidsilikat	c:a 54	Diopsidsilikat	c:a 49	Diopsidsilikat	c:a 42
	Hedenbergitsilikat	» 36	Hedenbergitsilikat	» 46	Hedenbergitsilikat	» 51	Hedenbergitsilikat	» 58

1. Pyroxen ur pyroxenskarn från Ryllshyttefältet, 97 *m* allm. avv., Garpenberg.
2. » » » » » 167 » » » »
3. » » » » » 198 » » » »
4. » » » » Intrångsfältet, Garpenberg.

lunda icke kombinerad med en ren hedenbergitisk pyroxen, såsom oftast är fallet uti de typiska, pneumatolytiskt-metasomatiskt bildade fyndigheterna. Pyroxenens sammansättning i de förra närmar sig mera den diopsidkaraktär, som pyroxen äger i de genom normal kontaktmetamorfos bildade hornfelserna i Kristianiafältet. GOLDSCHMIDT beräknar sammansättningen hos pyroxenen i en plagioklas-diopsidhornfels[1] (hornfels tillhörande klass 7) från Konnerudkollen till följande (I).

	I.	II.
SiO_2	50.05 %	49.68 %
Al_2O_3	—	0.22 »
Fe_2O_3	5.56 »	5.07 »
FeO	6.51 »	8.86 »
MnO	0.28 »	0.66 »
MgO	14.08 »	11.13 »
CaO	23.51 »	24.14 »
	99.99 %	99.76 %

GOLDSCHMIDTS beräkning (I) visar en något lägre halt av hedenbergitsilikat i pyroxenmolekylen än den, som utmärker de mellansvenska malmfyndigheternas pyroxen i allmänhet (jfr tab. XV). Den under (II) ovan återgivna analysen (från GOLDSCHMIDTS arbete[1]) av pyroxen ur kalksilikatfels i Reuchgnejs närmar sig däremot mera de analyser, som angivas i Tab. XV.

Även de analyser, som I. HÖGBOM[2] publicerat över pyroxenens sammansättning uti Nybergsfältets skarn bekräfta förf:s undersökningar.

De bestämningar, som utförts av WALFR. PETERSSON[3] rörande Fe-halten hos pyroxenskarn, uppvisa även pyroxenens i de mellansvenska skarnbergarterna diopsidkaraktär.

Yxsjöfältets skarnpyroxen avviker sålunda väsentligt såväl vad sammansättning som individstorlek beträffar från den pyroxen, som sammansätter det pyroxenskarn, vilket åtföljer våra mellansvenska järnmalmer i allmänhet. Under det att, som redan nämnts, pyroxenindividerna i Yxsjöfältet mycket ofta nå *dm*-stora längder och, ⊥ mot prismaaxeln, *cm*-bredd, äga, som bekant, pyroxenindividerna i våra pyroxenskarn i allmänhet *mm*-storlek och därunder. Denna ovanligt grova struktur, som utmärker de pneumatolytiska bildningarna i Yxsjöfältet, torde möjligen få tillskrivas en kraftig kontaktinverkan (»potensierad kontaktmetamorfos», J. H. L. VOGT) i sambandmed en riklig tillgång påmineralisatorer (fluor).

Sammanfattas alltså den jämförelse, som i det föregående gjorts mellan granat och pyroxen i Yxsjöfältet och i de mellansvenska

[1] l. c., s. 190.
[2] G. F. F., Bd. 42, s. 158.
[3] Jernkontorets Annaler, 1903.

fyndigheternas skarn i allmänhet, kan sålunda sägas, att Yxsjögranaten är betydligt lerjordsrikare än de mellansvenska malmfyndigheternas skarngranat, och likaså är hos pyroxenen i Yxsjöfältet hedenbergitsilikatetet det övervägande, under det att i de senare diopsidmolekylen förekommer i ungefär lika eller större mängd än hedenbergitmolekylen.

Uti Yxsjöfältet har skarnbildningen nästan uteslutande skett genom substanstillförsel. Huruvida däremot järnet tillförts samtidigt med skarnbildningen uti de skarn, som åtfölja våra normala skarnjärnmalmer, synes mig däremot ännu vara en öppen fråga. Inom Garpenbergsområdet har förf. funnit förhållanden, som icke tala för järntillförselns samtidighet med silikatbildningen. Säkert synes emellertid här vara, att någon[1] tidsskillnad existerar mellan järnmalmens första anläggning och sulfidernas (zinkblände, blyglans, kopparkis) tillkomst, likaså att bildningen av skarnet sammanhör med tiden för sulfidmalmernas inträde, även om skarnet (pyroxenskarnet och andraditskarnet) är något äldre. Zinkbländet t. ex. synes avsatt sig i de kontraktionssprickor, som bildades, då kalksten under volymminskning omvandlades i skarn. Kopparkisen visar liknande tidsförhållande till pyroxenskarnets bildning som zinkbländet.

Alkalijärnamfibolskarnet i Kvarnåsgruvan.

Skarn-»strecket» vid Kvarnåsen (jfr fig. 2) avviker, som nämnt, i petrografiskt hänseende mycket från skarnbergarterna i västra delen av Yxsjöfältet. Under det att hedenbergitskarn dominerar i fältets västra del, ersättes detta i den östra, inom den s. k. Kvarnåsgruvans utmål, av ett hornbländeskarn, i vilket amfibolen äger en rel. hög alkali- och FeO-halt, varför skarnet här lämpligen kan benämnas alkalijärnamfibolskarn.

Kvarnåsgruvans skarn-»streck» är, i stort sett, mycket regelbundet; strykningen är nära ost-västlig med brant sidostupning mot norr. Genom omfattande gruvförsök är skarnet synnerligen väl tillgängligt för studier på en relativt betydande fältutsträckning.

Makroskopiskt karakteriseras alkalijärnamfibolskarnet av det svarta, kortstängliga hornbländet samt en nästan alltid närvarande och rel. hög halt av oftast blåviolett flusspat samt sulfider, bland vilka magnetkis avgjort dominerar, kopparkis och svavelkis, speciellt den förra, förekomma i mycket underordnad mängd. I ögonen fallande äro vidare de pegmatitliknande ansamlingar av

[1] Huruvida, *geologiskt* talat, en tidsskillnad råder, är en öppen fråga. Inom den mellansvenska leptitformationen torde finnas kalk- och skarnjärnmalmer, i vilka *järnet* med säkerhet tillhör leptitformationens bildningstid (Ramhäll, möjligen även i Torsåker).

röd mikroklin (mikroklinpertit), som här och där uppträda i det eljest rel. homogena amfibolskarnet, och i vilka makroskopiskt skönjbar scheelit någon gång kan iakttagas. Detta mineral är, såsom längre fram närmare skall beskrivas, i mikroskopiska individ rel. allmänt förekommande i skarnet.

Granat (andradit) uppträder stundom i hornbländeskarnet men i underordnad mängd, jämförd med vad fallet är i hedenbergitskarnet.

Dm-stora druser av vingul flusspat hava här iakttagits utefter skarn-»streckets» begränsning mot sidostenen (leptiten).

Den mikroskopiska undersökningen av 70 st. preparat av skarnet från olika ställen visade, att till de förut nämnda mineralen komma även plagioklas, kvarts, biotit (klorit), magnetit, epidot (orthit), titanit och apatit. Turmalin har däremot icke kunnat upptäckas; det synes, som har pneumatolysen icke varit åtföljd av något bor-tillskott utan, som längre fram skall visas, huvudsakligen varit en fluor-pneumatolys.

Mikrostrukturen hos det mera homogena alkalijärnamfibolskarnet framgår av fig 17. Hornbländet bildar rel. breda tavlor av c:a 0.2 × 0.9 *mm* storlek, understundom idiomorft begränsade i prismazonen av (110), men äga vanligen icke terminala begränsningsytor. Genomgångar efter (001) framträda tydligt i vissa av individerna, likaså itererad tvillingbildning efter (100).

De större hornbländeindividerna äro icke sällan späckade poikilitiskt med kvartskorn (jfr fig. 17) eller innesluta i sin tur mindre amfibol- och biotitindivid.

I genomgående ljus visar amfibolen en stark absorption: γ mörktill blågrön $\geq \beta$ mörkgrön $> \alpha$ gul, och icke sällan en blågrön färg. Optiska karaktären är negativ; optiska axlarnas plan ligger i (010); utsläckning $c:\gamma$ bestämdes i ett flertal snitt, varvid erhöllos värden mellan 15°—17°. I de blågröna individerna är axelvinkeln liten, $2\ V_\alpha$ approx. 30°—40°; dispersion hos den på (100) utträdande opt. axeln tydlig. $\gamma - \alpha$ approx. 0.022.

Den stundom starkt blågröna färgen tyder på en rel. hög halt av alkalihornbländemolekyler. Det var därför av intresse att försöka erhålla en ungefärlig uppfattning av amfibolmineralets sammansättning; detta så mycket mera, som hittills litet är känt om sammansättningen hos amfibolerna uti våra mellansvenska amfibolskarn. Ur större amfibolindivid utplockades därför möjligast rent analysmaterial.[1] Den å detta material av förf. utförda analysen gav det resultat, som återfinnes i tab. XVI.

---

[1] I saknad av tung lösning kunde tyvärr icke någon vidare rening av analysmaterialet företagas.

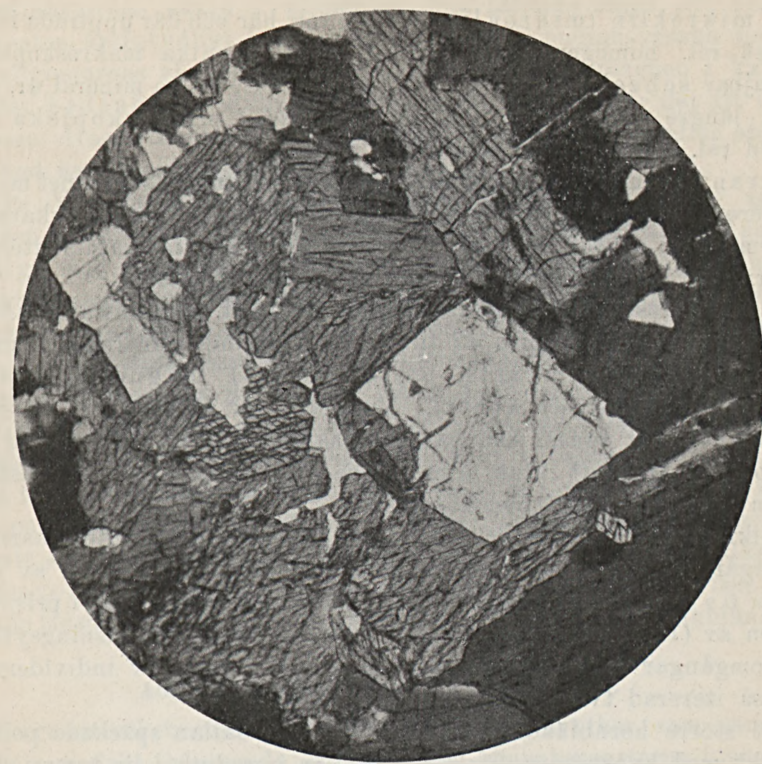


Fig. 17. Struktur hos amfibolskarn från Kvarnåsgruvan. I bildens mitt idiomorf (tetrag. pyramid) scheelit, omgiven av amfibolindivid (uralitiserad hedenbergit). Först. 35 ggr. Ordinärt ljus.

Tab. XVI.

Alkalijärnamfibol från Kvarnåsgruvans skarn-»streck».

	%	Mol. prop.			
SiO_2	38.84	0.6441	0.6473		
TiO_2	0.26	0.0032			
Al_2O_3	12.31	0.1205	0.1423		
Fe_2O_3	3.43	0.0218			
FeO	22.48	0.3131			
MnO	1.25	0.0176	0.4051		
MgO	3.00	0.0744		0.6524	
CaO	13.85	0.2473	0.2473		
Na_2O	0.95	0.0153			
K_2O	2.43	0.0258	0.0760		
H_2O +	0.52	0.0289			
H_2O −	0.12	—			
	99.44				

Av analysen framgår, att det ifrågavarande amfibolmineralet är ett på alkalier, Al_2O_3 och FeO rikt hornblände. I nedanstående tab. XVII återgivas några analyser av hornbländen, vilka visa en rel. stor överensstämmelse i sammansättning med analysen i tab. XVI. För bättre överskådlighet är den i tab. XVI meddelade analysen även återgiven i tab. XVII.

Tab. XVII.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	38.84	38 41	42.50	38.03	43.24	46.22
TiO_2	0.26	—	spår	0.22	—	1.08
Al_2O_3	12.31	17.65 [1]	9.91	11.59	12.53	8.12
Fe_2O_3	3.43	3.75	5.07	6.81	5.85	9.33
FeO	22.48	21.75	22.51	23.72	18.32	15.18
MnO	1.25	0.15	spår	1.11		—
MgO	3.00	2.54	2.39	2.87	4.93	5.20
CaO	13.85	10.52	11.35	9.75	9.34	10.08
Na_2O	0.95	2.95	1.92	2.30	2.98	2.46
K_2O	2.43	1.95	3.65	1.90	1.24	1.23
H_2O	0.64	0.24	0.36	1 20	1.57	1.36
	99.44	99.91	99.85	F 0.05	100.00	100.26
				99.55		

1. Alkalijärnamfibol från Kvarnåsens skarn.
2. Barkevikitisk amfibol ur sodalitsyenit, Square Butte, Montana (Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, 3:de uppl., s. 116).
3. Alkalijärnamfibol ur kvartshaltig Umptekit, Wausau, Wisconsin (Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, 3:de uppl., s. 116).
4. Hornblände ur pegmatit, Österskär (G. F. F., Bd. 35, s. 147).
5. » ur Kirunagrönsten (Sundius, Beiträge zur Geol. des südlichen Teils des Kirunagebiets, s. 65).
6. Hornblände ur syenit från Biella, Piemont (Rosenbusch, Elemente etc., s. 116).

En betydelsefull fråga uppstår, huruvida amfibolen i Kvarnåsskarnet är av primärt ursprung eller icke. Mot antagandet att amfibolen skulle hava framgått genom uralitisering av hedenbergitisk pyroxen tala visserligen följande fakta: 1) Vid undersökning av ett mycket stort antal slipprov (70 st.) från olika ställen av skarn-»strecket» har icke spår av pyroxen kunnat iakttagas. Uralitiseringen av all skarnets pyroxen skulle sålunda i så fall varit full-

[1] I de 17,65 % Al_2O_3 ingå sannolikt 1,26 % TiO_2. Rosenbusch, l. c., s. 116.

ständig.[1] Hornbländet visar icke i något fall uralitens habitus: 2) Om, såsom V. M. Goldschmidt[2] visat, uralitiseringen huvudsakligen består i ett avskiljande av SiO_2 och CaO ur pyroxenmolekylen samt »addition» av H_2O och CO_2, synes det föga sannolikt, att en amfibol av den sammansättning, som tab. XVI angiver, framgått ur en hedenbergitisk pyroxen av det slag, som tab. VIII visar. För bättre överskådlighet vid en jämförelse mellan dessa minerals sammansättning, återgivas nedan i tab. XVIII de båda analyserna.

Tab. XVIII.

	Alkalijärnamfibol	Hedenbergit
SiO_2	38.84	48.02
TiO_2	0.26	—
Al_2O_3	12.31	0.80
Fe_2O_3	3.43	2.37
FeO	22.48	22.06
MnO	1.25	2.94
MgO	3.00	1.20
CaO	13.85	22.70
Na_2O	0.95	—
K_2O	2.43	0.28
H_2O +	0.52	0.31
H_2O −	0.12	
	99.44	100.68

Av ovanstående analyser framgår, att, för att över huvudtaget en uralitisering av hedenbergiten till ett hornblände av ovan angiven sammansättning skall kunna ske, måste en »addition» av bl. a. lerjord och alkalier även äga rum. Vad lerjorden beträffar, håller Goldschmidt för sannolikt, att en tillförsel av sådan även skett vid uralitbildning i Kristianiafältet. Den avsevärt högre halten av Al_2O_3 hos hornbländet i jämförelse med hos hedenbergiten i Yxsjöfältet liksom av alkalier (hedenbergiten saknar dock Na_2O) kan emellertid möjliggjorts genom en bevisligen riklig tillförsel av lerjord och alkalier (bildning av plagioklas och mikroklin i riklig mängd).

Det finnes i amfibolskarnet ovillkorligen flera metamorfa drag än i det grova, mera massformiga hedenbergitskarnet, och med säkerhet förhåller det sig så, att åtminstone en del av det i fältspaten (och mellan sprickor i denna) uppträdande hornbländet är

[1] Här bör dock erinras om, att Sundius i Kirunagrönstenarna (l. c. 40—41) icke kunnat påvisa pyroxen, enär dess omvandling till uralit varit fullständig.
[2] l. c., s. 346—349.

av sekundärt ursprung. Onekligen föreligga flera analogier mellan hornbländets i skarnet förhållande till plagioklasen i detta och hornbländets i de förut beskrivna amfiboliterna förhållande i samma avseende. Även biotitens uppträdande i skarnamfibolen är likartat med dess förekomstsätt uti amfiboliternas hornblände och tyder på att den är sekundär. Samma »omkristallisationsgranulering» av fältspaten med nybildad biotit och hornblände, som återfinnes hos amfiboliterna, kan identifieras i Kvarnåsens skarn-»streck». Geologiskt finnes icke något, som talar för, att hedenbergitens hänvisande till fältets västra del skulle bero på en här vid skarnbildningen rådande högre temperatur, beroende t. ex. av ett närmare läge till ett eruptiv.

Det synes förf. därför vara i hög grad sannolikt, att Kvarnåsens amfibolskarn framgått genom en fullständig uralitisering av ett pyroxenskarn.

Vad, som varit orsaken till denna fullständiga uralitisering av Kvarnåsens primära pyroxenskarn, torde vara omöjligt att säkert avgöra. Möjligen står uralitiseringen i samband med den mera rika tillförsel av alkalier, som, att döma av mängden fältspat, här synes skett, i jämförelse med den västra delen av fältet, där hedenbergit dominerar. I vilken form dennna transport av alkalier skett, undandrager sig visserligen säkert avgörande; men det synes i hög grad sannolikt, att vattenlösningar därvid spelat en stor roll. Vid silikatbildningen ur karbonatbergarten frigjordes dessutom stora mängder CO_2, varför de för en uralitisering nödvändiga betingelserna: tillgången på H_2O och CO_2 varit uppfyllda.

Av synnerligen stort intresse är amfibolskarnets lokalt stora halt av mikroklin. Denna uppträder, som redan nämnt, i om pegmatitit erinrande ansamlingar här och där i amfibolskarnet. Den blåvioletta flusspaten fyller då oftast, liksom scheelit, rummen mellan de icke sällan väl idiomorft begränsade mikroklinindividerna. Fig. 18 avser att visa strukturförhållandena i sådana mikroklinrika delar av skarnet.

Makroskopiskt äger mikroklinen alltid en rödaktig färg. Under mikroskopet framträder en vacker gitterstruktur (jfr fig. 18). Här och där ses i individerna väl utbildad pertitstruktur av samma karaktär som i de förut beskrivna gnejsgraniterna (jfr fig. 6). Dessutom har även iakttagits s. k. trådig pertitstruktur[1] (jfr fig. 21, s. 107).

Det syntes vara av intresse att närmare lära känna mikroklinens sammansättning, varför med lupp och pincett utplockades så rent

---

[1] Jfr HOLMQUIST, l. c., s. 213 och tavl. 15, fig. 6.

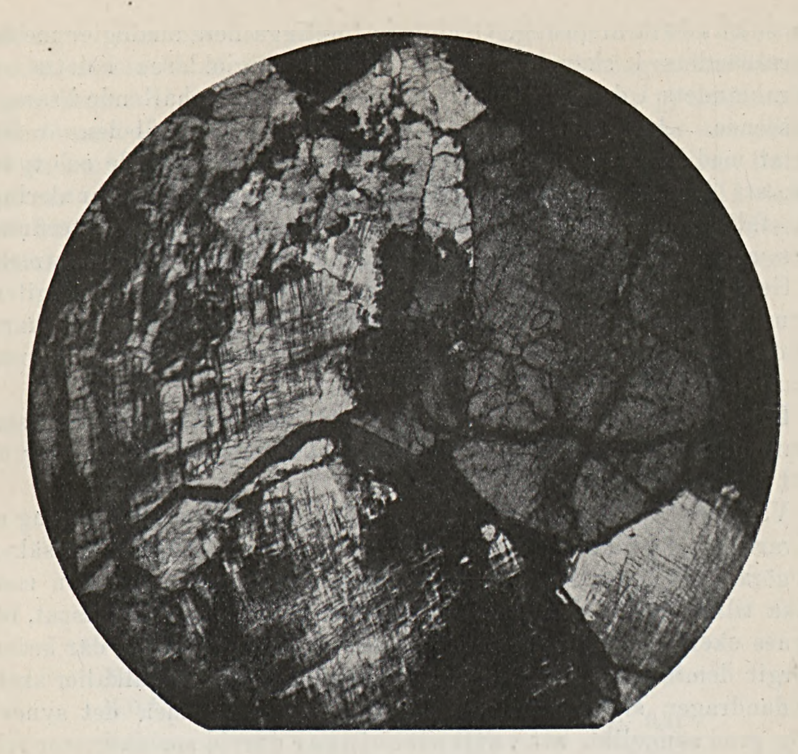


Fig. 18. Scheelit (a), flusspat (b), och mikroklinpertit i amfibolskarn från Kvarnåsgruvan. Först. 16 ggr. Nic. +.

fältspatmaterial som möjligt ur en grovkornig mikroklinanhopning i skarnet. Den av förf. utförda analysen å detta material är återgiven i tab. XIX.

Ur analysen beräknas mikroklinpertitens sammansättning till $Or_{71.2}$ $Ab_{22.2}$ $An_{6.6}$ och plagioklaskomponentens till Ab_{77} An_{23}. Enligt JOHANSSON skulle sålunda dess beteckning bliva en mikroklinpertit II.

Det är av intresse, att Kvarnåsskarnet i fråga om sin rikedom på mikroklin visar analogier med de i det föregående beskrivna gnejsgraniterna. Redan vid dessas beskrivning omnämndes, att mikroklinen i gnejsgraniterna visade vissa likheter med kalifältspaten i Kvarnåsskarnet.

För att erhålla en föreställning om genomsnittsammansättningen hos Kvarnåsgruvans skarn-»streck» sammanfördes de 8 olika proven (10 *kg* varje) från tab. XXI (sid. 100) till ett gemensamt prov (80 *kg*), vilket analyserades av förf. med i tab. XX angivet resultat.

Tab. XIX.
Mikroklinpertit ur Kvarnåsgruvans skarn.

	%	Mol. prop.
SiO_2	64.18	1.0643
Al_2O_3	18.04	0.1765
Fe_2O_3 / FeO	0.74	—
MnO	—	—
MgO	0.45	—
CaO	0.76	0.0135
BaO	spår	—
Na_2O	2.83	0.0456
K_2O	13.80	0.1464
$H_2O^{105°}$	0.05	
	100.85	

Tab. XX.
Ungefärlig genomsnittsammansättning hos amfibolskarn-»strecket» vid Kvarnåsgruvan.

	%			Mineralsammansättning:
SiO_2	38.34			Amfibol
TiO_2	0.14			Biotit (klorit)
Al_2O_3	14.38			Kvarts
Fe_2O_3	4.19			Mikroklin
FeO	14.99			Plagioklas (epidot, orthit)
NiO	spår[1]			Magnetit
MnO	0.96			Magnetkis (Svavelkis)
MgO	1.86			Kopparkis, Flusspat
CaO	12.43			Scheelit
Na_2O	0.57			Apatit
K_2O	1.00			Titanit
WO_3	0.44	$CaWO_4$	0.55 %	
$CaFl_2$	0.86	Fl	0.42 »	
Cl	0.05			
Fe_7S_8[2]	6.66	S	2.64 »	
$CuFeS_2$	0.86	Cu	0.30 »	
		S	0.30 »	
P_2O_5	0.18	Apatit	0.40 »	
H_2O +	0.85			
H_2O —	0.42			
	99.18			

[1] Med dimetylglyoxim erhölls endast svag antydan till rödgul färgning.
[2] En analys av ren magnetkis från Smedgruvan visade: Fe 60,16 %, S 39,83 %, vilket närmast motsvarar Fe_7S_8. Ni kunde endast spåras med dimetylglyoxim.

Sulfid- och Scheelitmalmer i Yxsjöfältet.

Skarn- »lagrens» genomsnittshalt av koppar och wolfram.

De sulfidmineral, som uppträda uti de beskrivna skarnbergarterna äro: magnetkis, kopparkis, svavelkis samt mera sporadiskt molybdenglans. Zinkblände och blyglans, de eljest i kontaktpneumatolytiska skarn, som bekant, vanligast förekommande sulfiderna hava icke, trots ivrigt eftersökande av förf., kunnat påvisas, likaså är förhållandet med arsenikkis och vismutglans.[1] Det är sålunda av metallerna: järn, wolfram, koppar och molybden, som vid pneumatolysen »adderats».[1] Kvantitativt har med säkerhet järn varit övervägande i de tillförda gaserna och lösningarna, därnäst i mängd torde komma wolfram. Sannolikt är, som nedan visas, den i skarnbildningarna fixerade wolframhalten större än kopparmängden. Molybden kommer i sista rummet, i det den »adderade» kvantiteten därav synes varit försvinnande liten.

Då Kvarnåsgruvans amfibolskarn-»streck», som nämnt, till hela sin bredd och även betydlig längd är blottat, undersöktes speciellt detta på sin genomsnittshalt av koppar och wolfram. För detta ändamål uttogos medelst sprängning i 8 st. tvärsnitt i dagen, fördelade ungefär på lika avstånd från varandra på en sammanlagd längd av c:a 150 *m*, prov över amfibolskarn-»streckets» hela mäktighet. Varje prov, varå analys utfördes, vägde 10 *kg*. Analysresultatet återfinnes i nedanstående tab. XXI.

Tab. XXI.

Tvärsnitt (Räknat från Ö till V).	Cu-halt (Funnen)	WO_3-halt (Funnen)	W-halt (Beräknad)	Scheelit-halt (Beräknad)
I	0.35 %	0.78 %	0.61 %	0.96 %
II	0.24 »	0.60 »	0.47 »	0.74 »
III	0.49 »	0.80 »	0.63 »	0.99 »
IV	0.37 »	0.38 »	0.30 »	0.47 »
V	0.32 »	1.01 »	0.80 »	1.25 »
VI	0.24 »	0.26 »	0.20 »	0.32 »
VII	0.14 »	0.15 »	0.11 »	0.18 »
VIII	0.14 »	0.18 »	0.14 »	0.22 »
Medeltal	0.29 %	0.52 %[2]	0.41 %	0.64 %

Att döma av detta analysresultat torde alltså den vid pneumatolysen i amfibolskarnet fixerade W-halten vara något större än Cu-halten.

[1] Vismut har dock påvisats i scheelit. Jfr. sid. 110—111.
[2] Jfr. WO_3-halt i tab. XX.

Det finnes icke grundad anledning antaga, att koppar- och wolframhalten skall på djupare nivå i Kvarnåsskarnet visa högre värden än de, som erhållits i den nutida denudationsytan.

En undersökning, sådan som utförts å Kvarnåsskarnet, kan icke f. n. företagas å skarn-»strecken» i den västra delen av fältet, enär dessa här icke äro tillgängliga på någon längre sträcka, såsom är fallet vid Kvarnåsgruvan. Emellertid synes det framgå av nedan relaterade undersökningar, som skulle Cu- och W-halten, åtminstone lokalt, nå något högre värden här än i Kvarnås-»stecket». Under det att kopparkis och scheelit i Kvarnåsskarnet — det sistnämnda mineralet blev här först känt genom förf:s undersökning — synas vara rel. likformigt fördelade i hela amfibolskarnet, torde man i Yxsjöfältets västra del ha att göra med en i vissa delar av skarnlagerkomplexen mera riklig »fixering» av Cu och W. Om man däremot betraktar samtliga skarnlagers medel-halt av nämnda metaller, torde denna icke få anses avvika synnerligen mycket från Kvarnåsskarnets.

En av bergsingenjör E. Westlund utförd provtagning av hedenbergitskarnvarp vid Yxsjögruvor (= i västra delen av Yxsjöfältet) visade en Cu-halt av c:a 0.6 %. Av en dylik storleksordning torde Cu-halten i medeltal vara uti Yxsjögruvornas hedenbergitskarn-»lager».[1] Sannolikt är, att uti dessa förefinnas helt lokalt mera rika kopparkiskoncentrationer av det slag, som enl. bergmästarerelationerna förut påträffats och brutits, men av någon praktisk betydenhet torde dessa med säkerhet icke vara.

Äger man sålunda en ungefärlig uppfattning av hedenbergitskarn-»lagrens» genomsnitts-halt av Cu, är det däremot på de utförda undersökningarnas nuvarande ståndpunkt mycket svårare att erhålla ett fullt exakt värde på hedenbergitskarn-»lagrens» medelhalt av WO_3. Följande undersökningar, som utförts för att utreda denna praktiskt betydelsefulla fråga, må här anföras.

Det syntes sannolikt, att en provtagning av de gamla varphögarna borde lämna en orientering i denna fråga, och därför föreslog prof. Petersson att dels lokala, dels generalprov borde uttagas ur varpen. Denna provtagning, som omfattade varp vid Kärr-Finn- och Nävergruvorna sam Sjögrens schakt-»strecket» visade en överraskande låg WO_3-halt hos dessa (analyserna utfördes av prof. J. Petrén). I flera prov kunde WO_3 icke ens påvisas, i andra blott som spår. De bestämbara mängderna WO_3 varierade mellan 0.12 % (general-

[1] En av gruvförvaltningen utförd analys å i anrikningsverket ingående hedenbergitskarn under veckan 6/10—11/10 1919 visar 0,4 % Cu och 1,0 % WO_3.

prov av varp vid Kärrgruvan) och 0.20 % (lokalt prov av varp vid samma gruva). I varp från Sjögrens schakt-»strecket» erhöllos värden mellan 0.10 % — 0.19 % WO_3.

Det är svårt att avgöra, varpå dessa låga WO_3 värden bero. Det kan ju tänkas, att den spröda scheeliten vid krossning av proven delvis förlorats, eller ock har vid kopparmalmens utskrädning fordom ur det brutna berget så mycket som möjligt av den för en god koppar-hyttgång begärliga flusspaten medtagits. Då, såsom nedan skall visas, scheelit och flusspat höra mycket intimt tillsammas, är det en tänkbar möjlighet, att sålunda en del scheelit även avlägsnats ur berget tillsammans med flusspaten.

En år 1917 verkställd skrädning av 30 ton varp från Nävergruvan gav 350 *kg* scheelitmalm med c:a 2/3 »ren» scheelit, vilket ger omkring 0.78 % scheelit eller 0.62 %[1] WO_3 i hedenbergitskarnet.

Bergsingenjör E. Westlund erhöll vid en provtagning av ingående gods till anrikningsverket värdet 0.76 %[1] WO_3 (analys utförd av bergsingeniör Hj. Holmertz).

Enligt uppgift skall ur 429 ton rågods genom skrädning erhållits 292 ton anrikningsmalm, hållande 2.32 % WO_3, vilket motsvarar 1.58 % WO_3 hos det oskrädda hedenbergitskarnet.

Av förf. uttagna, lokala prov å i dagytan tillgängliga delar av de olika skarn-»strecken» visa för:

Finngruvan	0.72 % WO_3	Analytiker: Hj. Holmertz
Smedgruvan	1.20 » »	
Nävergruvan	0.80 » »	
Båtgruvan	0.92 » »	
Medeltal	0.91 % WO_3	

Mera lokala prov från ovan angivna gruvor hava givit följande värden:

Båtgruvans tak och gavel	0.52 % WO_3	Analytiker: Berndes.
» södra ort	1.36 » »	
Nävergruvans sänkning, norra gaveln på c:a 30 *m* djup	1.70 » »	
Nävergruvans sänkning, södra gaveln på c:a 30 *m* djup	0.50 » »	
Smedgruvans södra gavel	1.10 » »	
» norra »	4.50 » »	
Nävergruvans norra ort	0.92 » »	
Båtgruvans norra pall	0.92 » »	
Medeltal	1.45 % WO_3	

---

[1] Detta värde är av samma storleksordning som WO_3-halten i Kvarnåsskarnet.

Ett prov, bildat genom sammanslagning av samtliga ovanstående prov, gav värdet 1.60 % WO_3.

Några andra, av förf. tagna stuffprov i dagen från de olika skarn-»lagren», gåvo följande värden:

Finngruvan	0.00 % WO_3 (ej påvisbar i 5 gr. prov).	Analytiker: Hj. Holmertz
Smedgruvan	1.00 » »	
Nävergruvan	0.44 » »	
Båtgruvan	0.07 » »	
Medeltal	0.37 % WO_3	

Den bästa upplysningen om hedenbergitskarnets medelhalt av WO_3 borde givetvis lämnas av de veckoprov, som tagits å det i anrikningsverket ingående rågodset.

Bland å dylika prov utförda analyser anföras här nedan endast sådana, som torde kunna anses som mera representativa.

Period	Ton anrikn. gods	% WO_3
6/10—11/10 1919	131.50	1.0
13/10—18/10 »	76.70	1.0
22/10—25/10 »	110.2	1.0
27/10— 1/11 »	129.5	0.98
3/11— 8/11 »	110.5	0.96
10/11—15/11 »	95.5	1.05
17/11—22/11 »	129.5	1.11
24/11—29/11 »	132.5	1.05
1/12— 6/12 »	133.0	1.0
7/12—13/12 »	126.0	0.97
15/12—20/12 »	62.25	1.50
Summa och medeltal	1 237.15	1.03

De ovan anförda resultaten av olika provtagningar för utrönande av hedenbergitskarnets genomsnittshalt av WO_3 hänföra sig emellertid till lokala, med undersökningar öppnade delar av hedenbergitskarnkomplexen i västra delen av Yxsjöfältet, och det torde därför vara vanskligt att av ifrågavarande resultat med full säkerhet avgöra, huru hög medelhalten WO_3 verkligen är uti varje särskilt skarn-»lager». Jämföres det ovan erhållna genomsnittsvärdet å WO_3 i anrikningsgodset under tiden 6/10—20/12 med de värden, som erhållits å WO_3-halten uti Kvarnåsens alkalijärnamfibolskarn, torde man dock vara berättigad till slutsatsen, att den vid pneumatolysen »fixerade» W-halten är något större uti Yxsjögruvornas hedenbergitskarn än i Kvarnåsgruvans alkalijärnamfibolskarn. För

de hittills undersökta delarna av hedenbergitskarn-»strecken» kommer man sålunda till ett värde av c:a 1 % WO_3, för alkalijärnamfibolskarnet i Kvarnåsen till c:a 0.5 % WO_3. Denna lägre WO_3-halt synes emellertid vara mera likformigt fördelad genom hela amfibolskarn-»lagret», under det att uti hedenbergitskarn-»strecken» i Yxsjöfältets västra del vissa, mera WO_3-rika partier omväxla med sådana av ringa WO_3-halt. Som redan omnämnt, torde även kopparkishalten i de olika skarnbergarterna i stort sett visa samma förhållande. I alkalijärnamfibolskarnet synes en rel. låg Cu-halt vara mera likformigt fördelad, uti Yxsjögruvornas hedenbergitskarn-»lager» torde däremot, av allt att döma, mera kopparkisrika delar omväxla med mera fattiga sådana. Det förut citerade uttalandet av Dan. Tilas är i full överensstämmelse med en sådan uppfattning av kopparkiskoncentrationernas oregelbundna förekomstsätt uti Yxsjögruvornas hedenbergitskarns-»streck».

Scheelitens förekomstsätt i skarnbergarterna.

Av denna undersökning vill det framgå, som vore scheelitens uppträdande i Kvarnåsgruvans alkalijärnamfibolskarn något olika mot dess förekomstsätt uti Yxsjögruvornas hedenbergitskarn. Liksom den ringa mängden kopparkis i Kvarnåsskarnet är mera likformigt fördelad i detta utan några nämnvärt rikare koncentrationer, så synes det även förhålla sig med scheeliten. I Yxsjögruvornas hedenbergitskarn kan kopparkisen däremot lokalt koncentreras, och på samma sätt torde även scheeliten här förhålla sig. Här nedan lämnas först en redogörelse för scheelitens uppträdande i Kvarnåsskarnet.

Makroskopiskt är det icke så lätt att uti Kvarnåsskarnet identifiera scheeliten på grund av mineralets ringa storlek. Här och där uti de rödlätta mikroklinpertitkoncentrationerna ses dock någon gång mellan fältspatindividerna en eller annan större, gråvit scheelitindivid. I ett fall mättes en sådan av ända till 10 × 4 *mm* storlek. Eljest äro scheelitkornen i amfibolskarnet av den storleksordning, som nedanstående tab. XXII visar.

Tab. XXII.

Mätning av kornstorleken hos scheelitindivid uti Kvarnåsgruvans amfibolskarn.

0.04	*mm*	0.08 × 0.13	*mm*
0.06	»	0.10 × 0.10	»
0.07 × 0.10	»	0.13 × 0.13	»



Fig. 19. Scheelit (a) och kvarts (b) i amfibolskarn från Kvarnåsgruvan i Yxsjöfältet. Den mörka grundmassan består av amfibol. Först. 16 ggr. Ordinärt ljus.

0.14	*mm*	0.72 × 0.85	*mm*
0.19 × 0.13	»	0.79 × 0.52	»
0.21	»	0.85 × 0.72	»
0.26 × 0.19	»	1.05 × 1.98	»
0.33 × 0.39	»	1.32 × 1.40	»
0.39 × 0.73	»	1.50 × 2.00	»
0.46 × 0.92	»	2.50 × 1.50	»
0.52 × 0.92	»	3.0 × 2.0	»
0.66 × 0.53	»	4 × 10	»

I det rena amfibolskarnet uppträder scheeliten vanligen på det sätt, som fig. 17 och 19 åskådliggöra. Stundom är scheeliten väl idiomorft utbildad (fig. 17) gentemot amfibolmineralet, som allsidigt omsluter densamma. Den rådande formen hos scheeliten är den tetragonala pyramiden (111). Scheelitens utpräglade idiomorfi

gentemot amfibolmineralet tyder på att den är tidigare bildad än amfibolen.[1]

I andra fall saknas tydlig idiomorfi hos scheeliten, som då ligger som mera oregelbundet begränsade tavlor (fig. 19) i den, i genomgående ljus nästan opaka amfibolmassan, vilken även delvis genomsätter scheelitindividerna.[2]



Fig. 20. Scheelit (a) och flusspat (b) i fältspatrikt parti av amfibolskarn från Kvarnåsgruvan. Först. 16 ggr. Ordinärt ljus.

Alla av förf. studerade preparat hänvisa på det närmaste samband mellan scheelit och flusspat. Man finner nämligen ofta scheeliten som små korn uti flusspatfälten mellan de övriga skarnmineralen. Antingen ligga därvid scheelitindividerna helt inuti flusspaten eller vid gränsen mellan flusspatfälten och andra mineral. Fig. 20 visar särdeles tydligt scheelitens beroende av flusspaten.

---

[1] Som redan anfört, torde amfibolen genom uralitisering framgått ur hedenbergit.
[2] Denna omständighet tyder på, att amfibolen är sekundär.

Preparatet härstammar från ett av dė förut omnämnda mikroklinpertitrika partierna i alkalijärnamfibolskarnet.

Fig 18 (sid. 98) visar även en detalj av ett mikroklinrikt parti uti Kvarnåsskarnet. Scheeliten ligger här omgiven av mikroklinindividerna men på gränsen mot desamma uppträder alltid flusspat.

Endast i undantagsfall har scheelit observerats som inneslutning uti mikroklin utan närvaro av flusspat mellan scheelit och mikroklin (fig. 21).

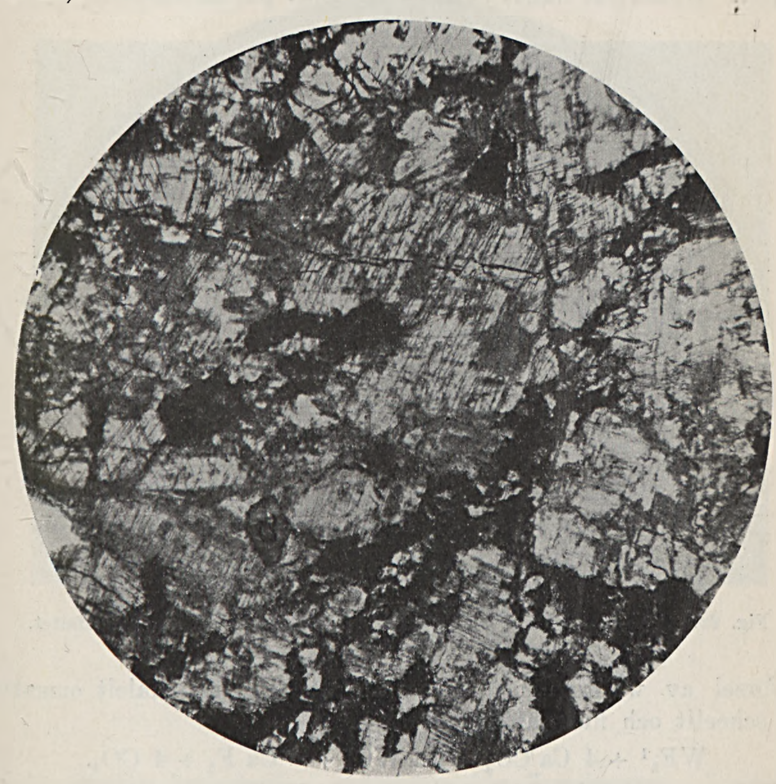


Fig. 21. Scheelit (a) innesluten i mikroklin. Fältspatrikt parti i Kvarnåsgruvans amfibolskarn. Först. 16 ggr. Ordinärt ljus.

Till förklaring av det nära sambandet mellan scheelit och flusspat återkommer förf. i det följande.

Under det att, som nämnt, scheeliten i Kvarnåsskarnet i huvudsak äger mikroskopiska dimensioner och därför icke förut här identifierats, uppträder scheeliten i den västra delen av fältet som individ av exceptionell storlek. De största scheelitkristaller, som förf. här uppmätt, ägde i största dimension en utsträckning av 30 *mm*.

Det grova hedenbergitskarnet är speciellt hemvist för dessa stora scheelitindivid (fig. 15). Scheeliten är senare bildad än hedenbergiten och uppträder rummen mellan de massformigt anordnade pyroxenindividerna. Sannolikt torde man få uppfatta uppkomsten av scheelitens plats mellan hedenbergitindividerna på sådant sätt, att först bildades den grova hedenbergitfelsen, och i mellanrummen fanns kalcit (jfr fig. 14), en rest av det ursprungliga kalkstensubstratet. Under ett något senare skede av pneumatolysen följde så

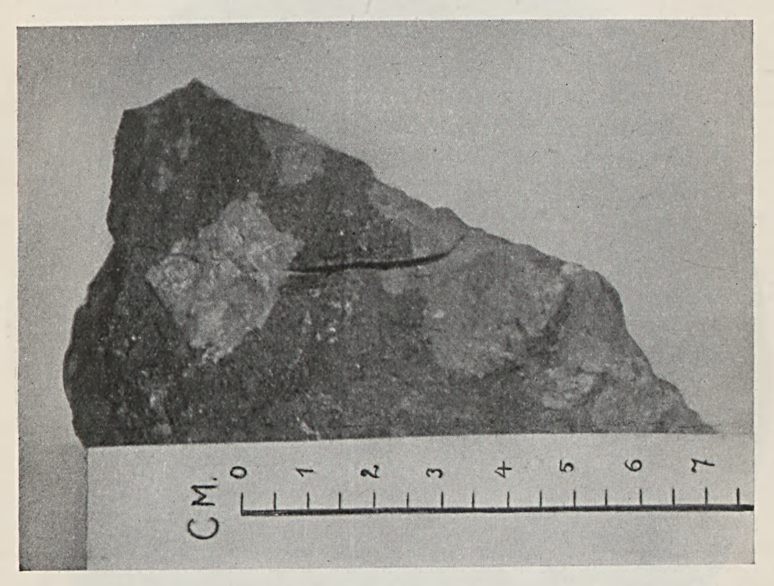


Fig. 22. Scheelit (ljusgrå) i andraditskarn från Smedgruvan i Yxsjöfältet.

tillförsel av wolfram i form av fluorid, som med kalcit omsattes till scheelit och flusspat enl.

$$WF_6{}^1 + 4\ Ca\,CO_3 = Ca\,WO_4 + 3\ Ca\,F_2 + 4\ CO_2.$$

Wolfram »fixerades» sålunda i form av Ca-wolframat (scheelit) och därjämte bildades flusspat.

Det nära samband, som synes existera mellan flusspat och scheelit, får just sin förklaring i ovan skisserade reaktionsförlopp.

Givet är, att det i skarnet även måste finnas flusspat, som uppkommit såväl ur koppar-, järn- och molybdenfluorid som ur i gaserna närvarande fri HF. Analysen av Kvarnåsskarnet (tab. XX) visar, att det i Yxsjöfältet uteslutande varit fluorpneumatolys;

[1] Är vid vanl. temp. en gas, den tyngsta av alla hittills kända. Jfr: Die Metallurgie des Wolframs av HANS MENNICKE, s. 31.

Cl förekommer, som synes, (tab. XX) endast mycket underordnat, väl mest i apatit.

Ehuru det, som nämnt, speciellt är hedenbergitskarnet, som hyser de stora scheelitindividerna, händer det även, att man i det rena andraditskarnet understundom anträffar dylika (fig. 22). Scheeliten visar här, liksom i hedenbergitskarnet, begränsning av (111) och synes hava kristalliserat före andraditen.

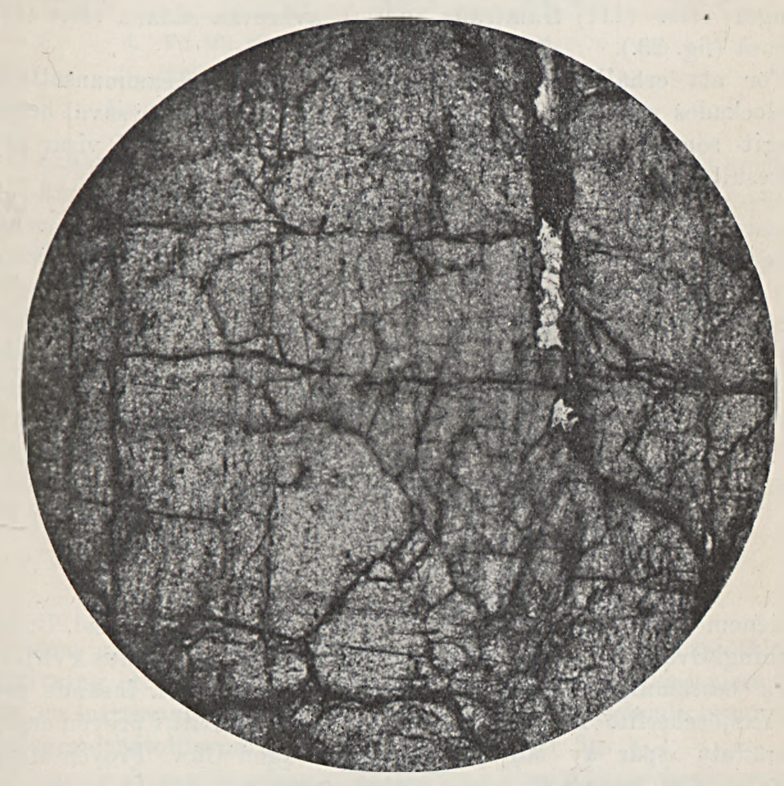


Fig. 23. Struktur hos scheelit i amfibolskarn från Kvarnåsgruvan i Yxsjöfältet. Mineralet visar tydligen genomgångar efter (111) och avbrutna genomgångar efter (101). Först. 60 ggr. Ordinärt ljus.

Då arbetena för scheelitens utvinnande ur Yxsjögruvornas hedenbergitskarn upptogos, torde man i allmänhet hava förutsatt, att scheeliten, åtminstone till övervägande del, förekommit i makroskopiskt skönjbar storlek. Undersökningen har emellertid visat, att scheeliten även i hedenbergit- och andraditskarnet uppträder i individ av den storleksordning, som uppgivits i Kvarnåsskarnet och i nära relation till flusspat. En beskrivning av detta schee-

litens uppträdande uti hedenbergit- och andraditskarnet är därför överflödig, utan hänvisas till vad redan förut omnämnts rörande dess förekomstsätt i Kvarnåsskarnet.

Scheeliten i Yxsjöfältet är vanligen av ljus vitgrå-mörkgrå färg. Sp. v. bestämdes i ett flertal fall och erhölls som medeltal 5.998 (t = 18° C). Optiska karaktären är den för scheelit, vanliga nämligen positiv. ω-ε uppmättes approximativt till 0.015. Genomgångar efter (111) framträda tydligt, avbrutna sådana efter (101) ävenså (fig. 23.).

För att erhålla kännedom om Yxsjöscheelitens sammansättning utplockades med lupp möjligast rent analysmaterial ur såväl hedenbergit- som andraditskarnet. Nedanstående tab. XXIII visar analysresultatet.

Tab. XXIII.

	1	Mol. prop.	2	Mol. prop.
SiO_2	Spår	—	0.07	—
Fe_2O_3	0.10	—	0.14	—
CaO	19.77	0.3526	19.54	0.3485
WO_3	80.26	0.3459	80.34	0.3462
MoO_3	Spår	Spår	Spår	—
Bi_2O_3	Spår	—	Spår	—
MgO	0.02	—	Spår	—
	100.15	—	100.09	—

1. Scheelit ur hedenbergitskarn.
2. » » andraditskarn.

Genom benäget medgivande av chefen för Sveriges Geol. Undersökning, Överdirektör A. Gavelin, utförde d:r R. Mauzelius kvalitativa bestämningar av Cu och Mo i tvenne av förf. insända prov av Yxsjöscheelit. D:r Mauzelius meddelade förf., att i proven endast anträffats »spår av Mo och knappast någon Cu». Proven ifråga hade av förf. granskats under mikroskopet, och därvid kunde icke märkas någon inblandning av sulfider eller gedigna metaller. Det blev därför en stor överraskning, då d:r Mauzelius meddelade förf., att i de insända proven anträffats Bi, i det ena t. o. m. angav d:r Mauzelius en Bi_2O_3-halt av »nära 1 %». D:r Mauzelius tillägger i brev till förf. följande: »Då Ni (förf.) granskat proven i mikroskop — — —, torde inblandningen av främmande beståndsdelar i varje fall vara så liten, att vismut måste anses ingå i Yxsjöscheelitens sammansättning.

Med anledning av detta intressanta meddelande från d:r Mauzelius undersökte förf. de insända proven kvantitativt å Mo, Cu och

Bi, och i undersökningen medtogs dessutom prov av en gulaktigt vitscheelitvarietet.De båda deis av en mörkgrå varietet.[1] Följande resultat erhölls:

	I	II	III
Cu	ej spår	ej spår	ej spår
MoO_3	spår	spår	spår
Bi_2O_3	0.10 %	0.97 %	0.16 %

I. Vit till vitgrå scheelit från Yxsjöfältet.
II. Mörkgrå » » »
III. Gulvit » » »

D:r. MAUZELIUS och förf. hava sålunda konstaterat, att en vismuthalt finnes närvarande i de analyserade proven. Som nämnt kunde under mikroskopet icke iakttagas vismutglans eller gedigen vismut i proven. I vilken form vismut ingår, är därför ännu en öppen fråga. Man skulle visserligen vara böjd för antagandet, att vismut, liksom kalcium, vore bunden vid wolframsyran, men å andra sidan är ju en substitution av kalcium mot vismut oväntad. Förf. hoppas emellertid i en senare uppsats få återkomma till denna fråga, sedan ytterligare prover av Yxsjöscheelit blivit underkastade noggranna, fullständiga analyser.

Vismut är sålunda ytterligare en av de metaller,[2] som tillförts vid pneumatolysen i Yxsjöfältet.

Järnmalmer i Yxsjöfältet.

Såsom redan inledningsvis framhållits, uppträda i Yxsjöfältets omgivning ett stort antal järnmalmsfyndigheter, vilka i vissa fall visa en intressant gruppering omkring de i det föregående beskrivna gnejsgranitbatoliterna inom leptitområdet (jfr fig. 1).

Magnetit har, som nämnt, iakttagits i Yxsjöfältets hedenbergitskarn-»streck» och förekommer speciellt rikligt i Kvarnåsgruvans amfibolskarn. Magnetiten är här förr kristalliserad än alla silikat och sulfider i såväl hedenbergit- som amfibolskarnet.

I skarnet uppträder emellertid aldrig magnetiten så samlad, att man kan tala om några koncentrationer (malmer). Det tillförda järnet har här till större delen förbrukats för hedenbergit-, andradit- och

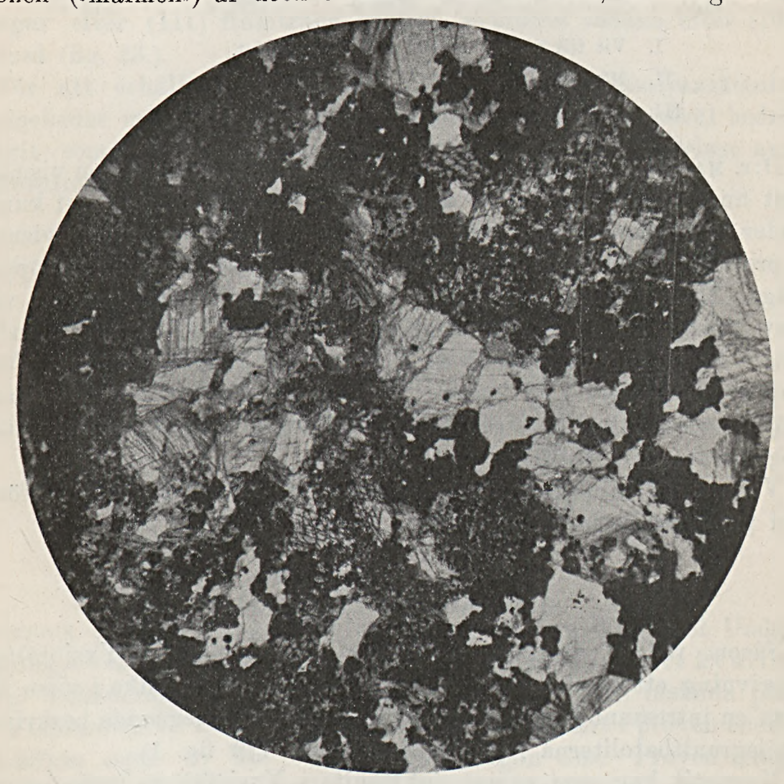
---

[1] Denna sistnämnda varietet har, ehuru oriktigt, förut av vissa, som makroskopiskt besiktigat densamma, tagits för wolframit. Wolframit har förf. icke sett i Yxsjöfältet.

[2] Analys å »helskäft» kopparkis uti hedenbergitskarnet gav 0.4 gr. Au och 110 gr. Ag per ton, varav framgår, att, jämte vismut och övriga i det föregående omnämnda metaller, även Au och Ag tillförts genom pneumatolysen.

amfibolbildning. Den högsta halt magnetit, som bestämdes i amfibolskarnet, var c:a 2 %.

En undersökningsort, som drivits från Nävergruve-»strecket», visade emellertid bl. a., att magnetit i vissa fall även förekommer i form av smala band i kalkstenslagren utan att vara åtföljd av någon egentlig skarnbildning. Den hittills anträffade magnetitkoncentrationen (»malmen») är dock endast c:a 0.3 m. bred, »fältlängden» är



24. Struktur hos kalkig järnmalm från Nävergruvan i Yxsjöfältet. Ljust = kalcit, svart = magnetit, grått = amfibol med inneslutna magnetitkorn. Först. 35 ggr.

icke känd. »Malmen» saknar visserligen all praktisk betydelse men är från malmgenetisk synpunkt av stort intresse, enär ett genetiskt samband här föreligger mellan järnmalm och sulfider.

Bildningen i fråga är en kalkjärnmalm, närmast att hänföra till »Sikbergstypen». Den uppträder utmed ena salbandet av en intrusiv lagergång av amfibolit (jfr fig. 4).

Mikrostrukturen hos den kalkiga järnmalmen framgår av fig. 24. Magnetiten bildar oregelbundna kornaggregat, sammankittade av

kalcit, och något dolomitspat. I magnetitaggregaten förekomma sparsamt allotriomorfa, ljusgröna tavlor av en aktinolitisk amfibol. Denna är fullspäckad med små magnetitkorn, och tydligt synes vara, att magnetiten bildats rel. tidigare än amfibolmineralet.

Här och var omkring magnetitkornen uppträder svavelkis på ett sådant sätt, att klart framgår det dess bildning är senare än magnetitens.

Det intressanta med järnmalmen är, att, under det flusspat är en riklig beståndsdel uti de förut beskrivna skarnbergarterna, saknas denna, såvitt av alla undersökta preparat kan konstateras, fullständigt i magnetitmalmen. Scheelit, som är flusspatens nära följeslagare, saknas även därför i malmen.

V. M. Goldschmidt och J. H. L. Vogt hava framhållit, att i Kristianiafältets kontaktpneumatolytiska malmförekomster flusspat mera sällan åtföljer magnetitmalmerna, däremot ofta järnglansen och speciellt zinkbländet. Förf. har kunnat konstatera, att så även är förhållandet ifråga om magnetit-malmen i Yxsjöfältet.

Under det sålunda flusspat rikligt uppträder tillsammars med sulfiderna och scheeliten, och det därför är all anledning antaga, att metalltransporten här skett i form av fluor-föreningar, är det däremot synnerligen svårt att få några hållpunkter i frågan, i vilken form järnet i magnetitmalmen tillförts.

Goldschmidt har diskuterat järntillförselns art, och förf. tillåter sig att från nämnda forskares arbete citera följande:[1]

»Für den Verlauf der Eisenzufuhr bei den Magnetitlagerstätten kommen verschiedene Möglichkeiten in Betracht.

1. J. H. L. Vogt (»Om dannelsen af jernmalmforekomster») vermutete, dass der Magnetit durch doppelte Umsetzung von Eisenhalogenid und Wasser entstanden ist, etwa entsprechend der bekannten Zinnsteinsynthese. Diese Hypothese vermag es nicht zu erklären, dass der Magnetit so gut wie auschliesslich in Kalksteinen angereichert ist.

2. Man könnte annehmen, dass der Magnetit durch Umsetzung von Eisenhalogenid und Kalk entstanden ist, derart, wie es für Eisenglanz sehr wahrscheinlich ist.

3. Eine Hypothese, welche die beiden vorigen kombiniert, ist von Leith und Harder aufgestellt worden. Sie nahmen an, dass Eisenchlorür und Wasser erst dann zur Reaktion kommen, wenn sie an Kalkstein gelangen, der die entstehende Salzsäure neutralisieren kann.

[1] l. c., s. 272—276.

4. Eine weitere Möglichkeit wäre, dass Magnetit, entsprechend EBELMEN's Synthese, durch Umsetzung von Eisensilikat und Kalk entstanden ist. Man könnte denken, dass der Kalk auf diese Weise Eisen direkt aus dem angrenzenden Schmelzfluss angereichert hätte. Dann müssten wir aber erwarten, Kontaktlagerstätten von Eisenerzen vorzugsweise an basischen, eisenreichen Tiefengesteinen zu finden, was nicht der Fall ist.

Die unter 2 und 3 aufgeführten Hypothesen sind gewiss die wahrscheinlichsten. Es ist aber auffällig, dass Halogenmineralien an vielen Magnetitlagerstätten der Kontaktzonen[1] fast vollständig fehlen.[2] An Lagerstätten von Eisenglanz finden wir dagegen sehr oft Flusspat.

In solchen Fällen, wo Halogenmineralien nicht nachweisbar sind, muss man wohl annehmen, dass Chlor-pneumatolyse[2] stattgefunden hat, während die Bedingungen zur Skapolitbildung nicht erfüllt waren.

Ob die Anreicherung des Magnetits nach dem unter 2 dargelegten Schema stattgefunden hat, oder ob Wasser dabei beteiligt war (entsprechend der Theorie von LEITH und HARDER), lässt sich schwer entscheiden. Ich möchte glauben, dass die Entstehung von Magnetit durch direkte Umsetzung von Eisenhalogenid und Kalk am wahrscheinlichsten ist. Unter welchen Bedingungen dabei Magnetit entsteht, unter welchen Eisenglanz, ist keineswegs aufgeklärt.»

Något Cl-förande mineral såsom skapolit har dock icke hittills av förf. kunnat identifieras vare sig i magnetitmalmen eller i skarnbergarterna uti Yxsjöfältet.[3]

Då magnetit även är rel. rikligt närvarande uti det sulfidförande, flusspatrika amfibolskarnet i Kvarnåsen, synes det icke möjligt att i Yxsjöfältet särskilja tvenne, geologiskt talat, olika tidsperioder för skarnbergarternas, scheelitens och sulfidernas bildning å ena sidan och den beskrivna järnmalmens å den andra. Men det vill emellertid av vissa relationer framgå, att bildningen av järnmalmen tillhör den första fasen av pneumatolysen, och att sulfiderna tillhöra en något senare. Under det att sulfidernas bildning tydligen är förenad med fluor-pneumatolys, är det däremot, som nämnt, omöjligt att avgöra, i vilken form järnet tillförts vid bildningen av magnetitmalmen, där flusspaten synes saknas.

En av förf. utförd analys av magnetitmalmen visar följande sammansättning hos denna:

---

[1] I Kristianiafältet.
[2] Kursivering av förf.
[3] Här bör erinras om, att i Ryllshyttefältets zinkmalmer en halt av 0,28 % Cl påvisats, härrörande sannolikt av skapolit.

SiO_2	9.42 %	
TiO_2	Spår »	
Al_2O_3	1.75 »	
Fe_2O_3	32.63 »	Fe löst i HCl 34.22 % Fe totalhalt i
FeO	15.90 »	magnetit, pyrit och silikat 35.66 %.
Mno	0.36 »	Mn 0.28 %, därav löst i HCl 0.17 %.
Mgo	3.31 »	
CaO	22.89 »	
P_2O_5	0.045 »	P 0.018 %.
FeS_2	1.05 »	S 0.56 %.
Glödgn.förl. ($CO_2 + H_2O$)	13.52 »	
	100.87 %	

Av vad ovan anförts rörande sambandet i bildningstid mellan scheelit, sulfider och magnetit i Yxsjöfältet följer givetvis icke, att detta påstående skall generaliseras beträffande alla magnetitmalmer uti kalkstenar inom den mellansvenska leptitformationen. Förf. har i en föregående uppsats[1] meddelat sina observationer beträffande åldersförhållandet mellan sulfid- och järnmalmer inom Garpenbergsområdet. Här synes det i allmänhet förhålla sig så, att järnmalmerna äro rel. äldre än sulfidmalmerna (zinkblände, blyglans och kopparkis). I fråga om de inom nämnda gebit uppträdande, manganrika järnmalmerna av »Vikerstypen» torde även geologiskt sett, en åldersskillnad existera. Detta synes förf. även vara i överensstämmelse med förhållandena inom Dannemora, där en åldersskillnad existerar mellan järnmalmen, vars anläggning icke torde kunna lösslitas från leptitformationens bildningstid, och zinkmalmen, som till den angränsande Uppsalagraniten visar intressanta, genetiska relationer.

Yxsjöfyndigheternas genesis.

Som bekant uppfattar Johansson Grängesbergområdets »skarnförande granuliter» som magmatiska bildningar och enl. denna uppfattning skulle sålunda följa, att även Yxsjöfältets flusspatrika, hedenbergit- och amfibolskarn med sina malmmineral: magnetit, magnetkis, svavelkis, kopparkis, scheelit och molybdenglans skulle vara bildade på samma sätt, enär Yxsjöområdets leptiter äro fullständigt lika Grängesbergsområdets »skarnförande granuliter», av vilka de endast utgöra en sydvästlig fortsättning.

Förf. har förut betonat, att, vad bildningssättet för Yxsjöområdets leptiter beträffar, en magmatisk genesis icke är möjlig på grund av bergarternas strukturella förhållanden och, vad Yxsjöfältets

[1] Inlämnad för publicering i en minnesskrift, avsedd att utkomma vid Bergshögskolans i Sthlm 100-års jubileum 1920. Jfr även G. F. F., Bd 42, 1920, s. 81—83.

skarnbergarter angår, tala dessa själva genom sin mineralassociation ett så tydligt språk, att deras bildningssätt absolut icke kan missförstås. Det flusspatrika, scheelit-förande hedenbergitskarnet lämnar, synes det förf., fullt övertygande bevis för, att Yxsjöfyndigheternas bildning helt är att tillskriva en synnerligen intensiv fluor-pneumatolys, varvid de i leptitformationen vid Yxsjön inlagrade kalkstenarna genom tillförsel av vissa ämnen helt eller delvis omsatts till kalkjärnsilikatfelser (skarn).

Bland utländska, klassiska, allmänt som pneumatolytiska betraktade skarnbildningar,[1] torde det i själva verket icke finnas någon, som i sin mineralsammansättning mera tydligt visar sitt bildningssätt än Yxsjöfältet, och bland den mellansvenska leptitformationens fyndigheter synes Yxsjöfältet avgjort vara det, som klart ådagalägger sin pneumatolytisk-metasomatiska genesis.

Genom sin generella arbetshypotes ifråga om de mellansvenska sulfidmalmernas bildning har Geijer även tagit ställning till frågan om Yxsjöfältets genesis. I likhet med Eskolas tolkning av sulfidgenesen i Orijärviområdet söker även Geijer visa, att de mellansvenska sulfidmalmerna uti leptitformationen äro pneumatolytiska bildningar från de »äldre urgraniterna».

Vid en redogörelse för förf:s uppfattning av Yxsjöfältets bildningssätt bör först pneumatolysens art klarläggas, vidare de vid densamma tillförda substanserna. Därnäst kommer frågan, vilken eruptivbergart, som förorsakat pneumatolysen.

Den analys, som utförts å ett generalprov av Kvarnåsgruvans skarn»lager», visade 0.42 % Fl och endast 0.05 % Cl (tab. XX). Bestämning av Fl och Cl i ett större prov (c:a 75 *kg*) av hedenbergitskarnet gav 0.60 % Fl och 0.03 % Cl. Undersökningar av talrika slipprov av hedenbergit-, andradit- och amfibolskarnet hava icke kunnat påvisa skapolit-mineral närvarande, icke heller borförande mineral såsom t. ex. turmalm eller axinit. Av sådana skäl torde man vara fullt berättigad draga den slutsatsen, att vid Yxsjöfältets bildning, som redan nämnt, endast fluor-pneumatolys[2] verkat. Sannolikt torde man även få tillskriva just den rikliga tillgången på fluor i gaserna (mineralisatorer), att skarnet oftast uppvisar en ovanlig storlek hos mineralindividerna, speciellt hos hedenbergiten. Vatten har tydligen även varit närvarande i gaserna

[1] T. ex. uti Kristianiafältet.

[2] I detta sammanhang kan erinras om, att vid zinkmalmernas bildning uti Ryllshyttefältet såväl Fl som Cl synes varit närvarande i gaserna. Zinkmalmerna visa nämligen i ett generalprov av 1,000 ton 0.30 % Fl och 0.28 % Cl (skapolit), således ungefär lika delar Fl och Cl. Jfr även Cl-halten uti Kristianiafältets zinkmalmer, Goldschmidt, l. c., s. 256, analys från Glomsrudkollen med 1.81 % Fl och 0.12 % Cl.

(sericit- och epidot-bildning i plagioklasen, uralitisering av hedenbergit till amfibol) och verkat som mineralisator.

För att kunna avgöra, vilka ämnen, som tillförts under pneumatolysen, är det nödvändigt att känna det primära kalkstenssubstratets sammansättning. Under hänvisning till, vad i det föregående sagts om kalkstenarna, kunna vi med säkerhet antaga, att pneumatolysen åverkat mycket rena kalkstenar, sålunda icke märgliga sådana, ej heller dolomiter.

Den i tab. XX anförda analysen av amfibolskarn»lagrets» i Kvarnåsgruvan ungefärliga genomsnittssammansättning ger en möjlighet att avgöra, vilka ämnen med säkerhet »fixerats» ur de framstrykande gaserna av kalkstenarna under skarnvandling. Dessa äro, angivna efter de kvantiteter, som »fixerats», således icke efter de mängder, som ursprungligen förefunnits i gaser och lösningar: SiO_2, Fe, Al, S, K_2O, Na_2O, H_2O, W, Fl, Cu och Bi. Ni och Mo uppträda endast som spår. Möjligen är även en del TiO_2, Cl och P_2O_5 »adderade». Apatitindivid uppträda nämligen inuti magnetit- och svavelkisindivid, angivande, att de individualiserats något tidigare än magnetit och sulfider. Likaså är, som förut nämnt, titanithalten rikligare, ju mera silikat, som förekomma i kalkstenarna; sålunda möjligen angivande ett samband mellan tillförsel av TiO_2 och »addition» av nu i silikat bundna ämnen. Huruvida någon »addition» av Mn, liksom av MgO, förekommit, är däremot svårare att avgöra. En liten MnO-, liksom MgO-halt, torde väl ursprungligen funnits i den primära kalkstenen, och denna halt, speciellt MnO, har anrikats och väsentligen ingått uti silikaten.

Följande sammanställning ger en översikt av de ämnen, som tillförts vid pneumatolysen och de mineral, i vilka de genom reaktioner med kalkstenssubstratet »fixerats».

Metaller	Mineral
Fe	(Amfibol),[1] hedenbergit, andradit, (biotit),[1] magnetit, magnetkis, kopparkis, svavelkis, (epidot),[1] (Fe_2O_3 som pigment uti plagioklas och mikroklin).
W	Scheelit.
Bi	»
Cu	Kopparkis.
Mo	Molybdenglans.
Ni	(Spår i magnetkis).
K	Mikroklin, (amfibol),[1] (sericit),[1] hedenbergit, (biotit).[1]
Na	Plagioklas, (amfibol),[1] mikroklin.
Al	(Amfibol),[1] hedenbergit, andradit, fältspater, (epidot, sericit).[1]

[1] Sannolikt sekundär.

Metalloider och deras oxider.	Mineral
SiO_2	(Amfibol),[1] hedenbergit, andradit, (epidot, sericit),[1] kvarts, fältspater.
S	Magnetkis, kopparkis, svavelkis, molybdenglans.
H_2O	(Amfibol, epidot, sericit).[1]
Fl	Flusspat.
TiO_2?	Titanit, (amfibol, biotit).[1]
P_2O_5?	Apatit.
Cl?	Apatit.

Sedan pneumatolysens fluor-karaktär och de väsentliga därvid tillförda substanserna blivit klarlagda, kommer det malmgenetiska problemets otvivelaktigt mest intressanta fråga: vilken eruptivbergart har förorsakat pneumatolysen?

I Yxsjöfältets skarnbergarter uppträder ett mineral av synnerligen stor betydelse för ett besvarande av denna fråga, nämligen scheelit. Att samma eruptivmagma, som genom pneumatolys bildat scheeliten, även är upphov till skarn-, sulfid- och järnmalmsbildningen i fältet, framgår otvivelaktigt av scheelitens relation till silikat, sulfider och magnetit.

Studerar man den tillgängliga litteraturen över fyndigheter, som föra scheelit och wolframit (gångförekomster eller kontakt-metasomatiska bildningar i karbonatbergarter), skall man finna, att dessa stå i genetisk relation till graniter.

Det mest typiska exempel härpå utgöra de i graniter eller deras närhet uppträdande tennmalmsgångarna, såsom de i Cornwall och Sachsen, med angränsande delar av Böhmen. I dessa tennmalmsfyndigheter äro, som bekant, scheelit och wolframit karakteristiska mineral, och att deras bildning här sammanhör med en granit-magmas pneumatolytiska verksamhet torde vara ställt utom allt tvivel.

Även ifråga om fyndigheter av icke gångnatur, där scheelit uppträder, finna vi, såsom i det följande med några exempel belyses, att deras bildning sammanhör med en granit-magmas kontaktinverkan. Man torde därför kunna säga, att scheelit är ett »ledmineral», utvisande att en pneumatolytisk inverkan från en granit-magma ägt rum.

De leptitiska bergarterna i Yxsjöområdet äro av tuffogent ursprung och hava därför icke kunnat utöva någon kontaktinverkan på de i dem inlagrade kalkstenarna. Även de i leptiterna uppträdande amfiboliterna kunna icke heller varit orsak till pneuma-

[1] Sannolikt sekundär.

tolysen, enär de dels äro av ringa storlek, dels där de genomtränga kalkstenslagren längs strykningen visa sig icke hava utövat någon påvisbar kontaktinverkan. Mineralassociationen flusspat och scheelit tyder för övrigt icke på kontaktinverkan från en basisk magma. I Yxsjöområdet uppträda emellertid tvenne granittyper, vilkas ställning till skarn- och malmbildningen i Yxsjöfältet är en fråga av mycket stort intresse. Som nämnt pekar scheelitens förekomst i skarnbildningarna avgjort på, att det är någon av dessa olika granittyper, som åstadkommit pneumatolysen. Frågan blir, enl. förf:s mening, endast den, vilken av de båda granittyperna: gnejsgraniterna (= de »äldre urgraniterna») eller Järnagraniten, är malmbildaren.

Vad först gnejsgraniterna (de »äldre urgraniterna») i Yxsjöområdet beträffar, så finnas hos dessa vissa drag, som alldeles särskilt hänvisa på, att man här säkerligen har att söka den malmbildande eruptivbergarten i Yxsjöfältet. Dessa gnejsgraniter äro som omnämnt, i vissa fall rel. rika på flusspat (trakten av Pingstaberg bl. a.) och visa en drusig karaktär, egenskaper, som förf. icke återfunnit hos Järnagraniten. Det är sålunda tydligt, att gnejsgranitens magma varit rel. rikligt fluorförande, och Yxsjöskarnets rikliga halt av flusspat står, enl. förf:s åsikt, i sammanhang med gnejsgraniternas. Sporadiskt har magnetkis, pyrit och molybdenglans kunnat iakttagas i gnejsgraniterna. I ett fall har ett scheelitkorn även observerats tillsammans med flusspat. Amfibolskarnets rikedom på kalifältspat (mikroklinpertit) är även ett drag, som visar dess genetiska samhörighet med gnejsgraniterna, vilka kunna betecknas som kalifältspartika i jämförelse med Järnagraniten.

Samma regionalmetamorfa karaktär, som tryckt sin prägel på gnejsgraniterna, återfinnes hos Yxsjöfältets skarnbildningar, speciellt Kvarnåsgruvans amfibolskarn. Det är därav tydligt, att skarnet icke kan vara yngre än denna regionalmetamorfos.

Ett av förf. observerat kontaktförhållande mellan de förut beskrivna, intrusiva amfiboliterna och skarnbergarterna torde vara av intresse omnämna, enär det torde giva tillfälle till ett bedömande av skarnbildningens ålder relativt grönstenarnas i fältet. Vid ett tillfälle iakttogs nämligen vid kontakten mellan en amfibolit och ett skarn, att längs övertvärande sprickor i amfiboliten uppträdde några av de mineral, som anträffades i skarnet, nämligen kalcit, röd fältspat (plagioklas och mikroklin) samt flusspat. Skulle man av denna observation våga draga någon slutsats, blir väl denna, att amfibolitintrusionen är rel. äldre än skarnbildningen. Sålunda torde i Yxsjöfältet samma rel. åldersskillnad mellan sulfider och amfiboliter

kunna fastställas som i det föregående omnämnts från de intrusiva amfiboliterna i Garpenbergsområdet (Ryllshyttefältet).

Att Järnagraniten icke, enl. förf:s resultat, är den sulfidmalmbildande eruptivbergarten i Yxsjöfältet, står i överensstämmelse med av GEIJER gjorda uttalanden,[1] ävenså framhåller SUNDIUS [2] den lokala karaktären hos den kontaktpåverkan, som utgått från Filipstad- och Järnagraniten i Grytthyttefältet, liksom den ringa substanstillförsel, som varit förknippad med ifrågavarande granitintrusioner.

Scheelitförande fyndigheter av med Yxsjöfältet analog natur.

I litteraturen finnas beskrivna ett stort antal scheelitförekomster av kontakt-metasomatisk natur, vilka i flera avseenden erinra om Yxsjöfältet. Det är speciellt i U. S. A. som dessa fyndigheter uppträda. Intressant är, att alla dessa fyndigheter synas genetiskt sammanhöra med en granit-magmas pneumatolytiskt-metasomatiska inverkan på kalkstenar.

KNOPF[3] har från Lost River, Seward Peninsula, Alaska, beskrivit en synnerligen intressant scheelitförande fyndighet av pneumatolytisk-metasomatisk genesis. Genom kontaktinverkan på kalksten har en granit-magma bildat en smal, men långsträckt skarnzon i den förra. I denna skarnzon uppträda turmalin, axinit, ludwigit ([B_2O_6] Mg_3. [Fe_2O_4]. Fe), hulsit (Fe O-MgO-borat med ZnO och H_2O) och paigeit (FeO-MgO-stannoborat), vesuvian, flusspat, skapolit, chondrodit, pyroxen, blyglans, zinkblände, arsenikkis, magnetkis, scheelit, magnetit och kassiterit.

I Yxsjöfältet återfinnas av dessa mineral: flusspat, pyroxen, magnetkis, magnetit och scheelit.

Ovannämnda förf.[4] omnämner även scheelit förekomma som mikroskopiska korn i av granit kontaktpåverkad kalksten på Cape Mountain, nära Cape Prince of Wales, Alaska. Från Fairbanks Distrikt, Alaska, har MERTHIE[5] även beskrivit analoga förhållanden.

De pneumatolytiskt-metasomatiska scheelitförekomsterna[6] nära Bishop, Inyo County, Californien, synas mycket erinra om Yxsjö-

---

[1] Falutraktens berggrund, etc. s. 273.

[2] G. F. F. Bd. 38, 1916, s. 286.

[3] Geology of the Seward Peninsula tin deposits. U. S. Geol. Survey, Bull. 358, 1908.

[4] l. c., s. 24, 30, 31. Jfr. HESS, FRANK L. Tungsten minerals and deposits. U. S Geol. Survey, Bull. 652, 1917, s. 43.

[5] MERTHIE, J. B., jr. Lode mining in the Fairbanks distrikt. U. S. Geol. Survey, Bull. 662, 1916, s. 418—424.

[6] KNOPF, ADOLPH. Tungsten deposits of North-Western Inyo County, Cal. U. S. Geol. Survey, Bull. 640, 1917, s. 229—249.

fältet. Fyndigheterna äro knutna till av granit kontaktpåverkade kalkstenar. Scheeliten uppgives vara åtföljd av granat[1] (andradit?), pyroxen, amfibol, kvarts, epidot, phlogopit och kalcit, det senare väl att uppfatta som en rest av det primära kalkstensmaterialet. Zinkblände och pyrit äro sällsynta mineral i fyndigheterna. Näst järn har wolfram spelat största rollen bland tillförda metaller.

Nevada[2] hyser även dylika, genom kontaktinverkan från granit på kalksten bildade scheelitförekomster. Mineralassociationen synes vara den nyss ovan angivna. Kalksten uppgives ligga i granitens närhet, och i vissa fall genomskäres den av aplitiska gångar från denna.

Även uti Utah,[3] i Box Elder County, uppträda analoga, till kalksten bundna scheelitförekomster, bildade genom kontaktinverkan från granit.

I New Mexiko,[4] Apache N:o 2 mining district, förekommer scheelit under ungefär analoga förhållanden.

Från Connecticut[5] (Long Hill) angives scheelit förekomma i kalksten under betingelser, som erinra om ovannämnda scheelitförekomster.

Det ur genetisk synpunkt gemensamma för dessa ovannämnda scheelitförekomster (till vilka skulle kunna ytterligare anföras flera), nämligen en granit-magmas pneumatolytiskt-metasomatiska inverkan på i omgivningen av densamma befintliga kalksten-förekomster, har förf. funnit vara enda lösningen av Yxsjöfältets malmgenetiska problem.

Sammanfattning.

En av den mellansvenska leptitformationens mest intressanta och säregna malmfyndigheter torde Yxsjöfältet vara, beläget i norra delen av Ljusnarsbergs socken, Västmanland, icke långt från järnvägslinjen Hörken—Annefors, c:a 9 *km* från förstnämnda station å Bergslagernas järnväg (fig. 1). Det torde otvivelaktigt vara Sveriges f. n. största, kända scheelitförekomst.

Berggrunden i Yxsjöfältet och dess omgivningar består av en

---

[1] Granaten uppgives vid anrikning kunna extraheras med magnetisk separator (Hess, l. c., s. 793). är sålunda sannolikt en andradit.

[2] Hill, J. M. Notes on some mining districts in eastern Nevada. U. S. Geol. Suroey, Bull. 648, 1916. Jfr Lindgren, Mineral Deposits, 1919, s. 742, och Hess, Frank, L. U. S. Geol. Survey, Mineral Resources of the United States, 1916, s. 792—793; tungsten minerals and deposits, U. S. Geol. Servey, Bull. 652, s. 43.

[3] Hess, Frank, L. U. S. Geol. Survey, Mineral Resources of the United States, 1916, s. 792—793; tungsten minerals and deposits etc., s. 43.

[4] Hess. Frank, L. Tungsten minerals etc., s. 43.

[5] Hess. Frank, L. Mineral Resources etc., 1916, s. 793.

ljusgrå till rödlätt leptit av extremt natronrik karaktär (tab. III, IV, V). Delvis är bergarten porfyriskt utbildad, med endast »strökorn» av kvarts (fig. 9) eller albitisk plagioklas (fig. 10), eller ock mera jämnkornig. »Grundmassan» i de porfyriska varieteterna består av kvarts, albitisk plagioklas, något biotit (klorit), titanit (leukoxen) och apatit.

Uti de leptitiska bergarterna äro klastiska strukturdrag (fig. 10) anträffade, vilka hänvisa på, att leptiterna icke äro magmabergarter utan av tuffogent ursprung.

Såsom lagergångar av växlande mäktighet (fig. 3 o. 4) uppträda uti leptiterna eller i de uti dessa inlagrade kalkstensförekomsterna intrusiva, nu fullständigt omkristalliserade grönstenar (amfiboliter) av gabbroid sammansättning (tab. VI) men av obekant primär struktur och mineralkombination.

Strax söder om Yxsjön, efter vilken malmfyndigheterna fått sitt namn, förekommer uti leptitområdet en skarn-kalkstenskomplex som efter skarnets sammansättning kan delas i två delar: en västlig, omfattande Norra- och Södra Yxsjögruvans utmål (fig. 2 och fig. 3) och en västlig, omfattande Kvarnås- och Dammgruvornas utmål (fig. 2).

Inom den västra delen hava primärt förefunnits flera kalkstenslager, vilka genom en pneumatolytisk-metasomatisk process delvis överförts i ett oftast grovstängligt hedenbergit-skarn (fig. 14 och tab. VIII) eller mera underordnat i ett andradit-skarn (fig. 16 och tab. XI).

Uti hedenbergitskarnet, mera underordnat i andraditskarnet, uppträda kopparkis, svavelkis, magnetkis, molybdenglans, magnetit och scheelit (fig. 15).

Flusspat är överallt mycket rikligt närvarande i hedenbergitskarnet. Plagioklas, mikroklin och kvarts ingå även i dess sammansättning, likaså något epidot och sericit, båda sannolikt omvandlingsprodukter (hydrotermala under malmbildningsperioden?) av plagioklasen.

Hedenbergitskarn-»lagrens» medelhalt av scheelit är icke med full säkerhet konstaterad genom hittills i fältet utförda undersökningar. De med undersökning bearbetade gruvorna hava visat en medelhalt av c:a 0.7—1 % WO_3 i brutet berg. Kopparhalten hos hedenbergitskarnkomplexen torde i medeltal understiga 1 % och sannolikt hålla sig vid 0.3 %—0.5 %. Lokalt kan emellertid kopparkisen samla sig i små klumpar och strimmor i skarnet, så att halten avsevärt överstiger ovannämnda, och det var tydligen dylika »koncentrationer» som i äldre tider eftersattes med gruvdrift.

I den östra delen av fältet, inom Kvarnås- och Dammgruvornas

utmål, uppträder endast ett skarn-»lager» av c:a 170 *m* längd och 3 *m* bredd. Här har det primära kalkstenssubstratet fullständigt överförts i ett amfibol-skarn med hög FeO-och rel. stor alkalihalt (tab. XVI och tab. XX). Den FeO-rika amfibolen är här sekundär, framgången genom uralitisering av hedenbergit.

Även amfibolskarnet är synnerligen rikt på flusspat (tab. XX). lokalt dessutom på mikroklin(-pertit). Därjämte ingå scheelit (fig. 17 o. 19), magnetit, magnetkis, kopparkis och svavelkis. Andradit förekommer underordnat, biotit oftast i riklig mängd.

Amfibolskarnets medelhalt av WO_3 torde, enl. förf. undersökningar uppgå till c:a 0.5 %, kopparhalten till 0.2 %—0.3 %.

Uti Yxsjöområdets leptitarea uppträda flera, från varandra i dagytan isolerade, antiklinal-batoliter av regionalmetamorfoserad urgranit (gnejsgranit), vilka åsformigt höja sig över leptitterrängen och därigenom ge landskapet en karakteristisk prägel. Förf. har funnit, att vissa förhållanden otvetydigt peka hän på, att det är en pneumatolytisk metasomatisk inverkan från denna granitmagma på de i leptitformationen befintliga kalkstenarna, som är orsaken till skarn- scheelit- och sulfidmalmsbildningen i Yxsjöfältet. Sådana förhållandena äro: 1) urgranitens stundom drusiga, flusspatrika karaktär; 2) sporadisk förekomst i graniten av vissa för Yxsjöskarnet utmärkande sulfider och scheelit; 3) Yxsjöskarnets (amfibolskarnets) lokalt stora alkalihalt (förekomst av mikrolinpertit), vilket överensstämmer med urgranitens mikrolinpertitrika karaktär och som icke torde kunna förklaras annat än genom en alkalitillförsel från den kalirika magman.

Något samband mellan Järna-graniten (fig. 1) och malmbildningen i området har förf. däremot icke kunnat finna. Det framgår, att graden av metamorfos hos Kvarnåsskarnet överensstämmer med gnejsgranitens och icke med Järnagranitens. Skarnet kan därför icke vara en med Järnagraniten samtidig bildning.

Über die Struktur des kristallisierten Quecksilbers

von

N. Alsén und G. Aminoff.

In der Literatur kommen sehr unsichere und sich zum Teil widersprechende Angaben über die Kristallform des Quecksilbers vor. So wird von Rammelsberg[1] angegeben, dass es nach drei rechtwinkligen Richtungen spaltet. Nach Hintze[2] kristallisiert Hg in Oktaedern oder auch in nadeligen Kristallen und ist hexaedrisch spaltbar.

Der Zweck der vorliegenden Untersuchung war Kristallform und Struktur des Quecksilbers auf röntgenographischem Wege zu bestimmen.

Experimentelle Einrichtung. Die einzige röntgenographische Methode, die im vorliegenden Falle zum Ziel führen kann, ist natürlich die Pulvermethode.

Eine geschlossene Kamera aus Messing mit einem Filmdiameter von 60 *mm* wurde angewendet. Die ganze Kamera wurde in festes Kohlendioxid eingebettet. Das Quecksilber war in einen Cylinder aus dünnen Papier eingeschlossen (innerer Durchmesser 0.9 *mm*).

Als Lichtquelle diente eine Metallröhre von dem Siegbahn-Haddingschen Typus. Antikathode aus Fe. ($\lambda_{Fe\alpha} = 1.93$ Å E, $\lambda_{Fe\beta} = 1.75$.) Expositionszeit 2 bis 3 Stunden bei c:a 40000 Volt und c:a 10 M Amp. Drei Filme wurden exponiert, von denen jedoch keiner recht gut ausfiel. Die Linien waren verhältnismässig schwach. Keine ganz sichere Linie scheint von Reflexion mit Fe_β herzurühren.

---

[1] Handbuch der Kryst.-Phys. Chemie I (1881), S. 167.
[2] Handbuch der Mineralogie, I (1904), S. 327.

Berechnung des Films. Die gemessenen Linien ergaben die Sinusquadrate, die in der ersten Zeile der Tabelle angeführt sind. Diese Sinusquadrate sind nicht mit kubischer Symmetrie vereinbar. Bei einem Vergleich mit den von HULL[1] veröffentlichten Diagrammen ergibt sich als einfachste Deutung eine hexagonale quadratische Form, entsprechend einem Achsenverhältnis von $c:a \sim 1.9:1$.

Bei der Ausgleichung der beobachteten Sinusquadrate wird dann folgender Ausdruck berechnet

$$\sin^2 \frac{\vartheta}{2} = 0.0840\,(H^2 + I^2 + HI) + 0.01775\,L^2$$

H, I und L sind die Bravaisschen Indizes, bei Reflexion in höheren Ordnungen mit ganzen Zahlen multipliziert.

Dimensionen des Gitters.

$$\text{Da } 0.0840 = \frac{\lambda^2}{4\,d^2_{100}};\ 0.01775 = \frac{\lambda^2}{4\,d_{001}{}^2}$$

wird dann berechnet

$$d_{100} = 3.33 \text{ Å. E.};$$
$$d_{001} = 7.24 \text{ Å. E.}$$

Da weiter $a = \frac{d_{100}\cdot 2}{\sqrt{3}} = 3.84$ Å. E. und $c = d_{001} = 7.24$ Å. E. ist, wird das Achsenverhältnis $= 1.88:1$.

Anzahl der Atome im Elementarbereich.

Die Anzahl (N) der Atome in dem Elementarparallelepiped ergibt sich wie folgt: (Dichte $= 14.2$, Atomgewicht $= 200$, Gewicht des H-Atoms $= 1.66 \times 10^{-24}$ gr)

$$V = \frac{ca^2\sqrt{3}}{2} = \frac{1.66 \times 200}{14.2} \times N$$

$$N = 3.97.$$

In Elementarbereich befinden sich also 4 Atome Hg.

$\sin^2\frac{\vartheta}{2}$ gemessen	$\sin^2\frac{\vartheta}{2}$ berechnet	Indizes
	0.01775	0001
0.071	0.0710	0002
0.082	0.0840	$10\bar{1}0$
0.103	0.102	$10\bar{1}1$
0.155	0.155	$10\bar{1}2$
	0.160	0003
0.240	0.244	$10\bar{1}3$
0.252	0.252	$11\bar{2}0$
	0.270	$11\bar{2}1$

Mögliche Strukturen. Bei der Annahme, dass die vier Atome strukturell identisch sind, ergeben sich mit Hilfe der Nigglischen

[1] Phys. review. **17** (1921), S. 549.

$\sin^2 \frac{\vartheta}{2}$ gemessen	$\sin^2 \frac{\vartheta}{2}$ berechnet	Indizes
0.287	0.284	0004
0.321	0.323	$11\bar{2}2$
	0.336	$20\bar{2}0$
0.359	0.354	$20\bar{2}1$
	0.372	$10\bar{1}4$
	0.407	$20\bar{2}2$
	0.412	$11\bar{2}3$
	0.444	0005
0.498	0.496	$20\bar{2}3$
0.526	0.528	$10\bar{1}5$
0.531	0.536	$11\bar{2}4$
0.589	0.588	$21\bar{3}0$
	0.606	$21\bar{3}1$
	0.620	$20\bar{2}4$
	0.639	0006
	0.659	$21\bar{3}2$
	0.696	$11\bar{2}5$
	0.723	$10\bar{1}6$
0.745	0.748	$21\bar{3}3$
	0.756	$30\bar{3}0$
	0.774	$30\bar{3}1$
0.781	0.780	$20\bar{2}5$
0.820	0.827	$30\bar{3}2$
	0.870	0007
	0.872	$21\bar{3}4$

Tabellen die möglichen hexagonalen Strukturen. Vierzählige Lagen (orthohexagonal: 8-zählig) sind in folgenden hexagonalen Raumsystemen möglich:

$\mathfrak{C}_{6v}^3$, $\mathfrak{C}_{6h}^1$, $\mathfrak{C}_{6h}^2$, $\mathfrak{D}_6^1$, $\mathfrak{D}_6^6$, $\mathfrak{D}_{6h}^1$, $\mathfrak{D}_{6h}^2$, $\mathfrak{D}_{6h}^3$, $\mathfrak{D}_{6h}^4$.

Die Atomkoordinaten in den Strukturen, welche vierzählige Lagen in obenstehenden Raumsystemen ergeben, werden nachstehend mit Origo in einem Atom angegeben. (Gewöhnliches Elementarparallelepiped.)

$\mathfrak{C}_{6v}^3$: $[[0\,0\,0]], [[0\,0\,\tfrac{1}{2}]], [[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,0]], [[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,\tfrac{1}{2}]] \ldots (\alpha)$

$\mathfrak{C}_{6h}^1$: $[[0\,0\,0]], [[0\,0\,p]], [[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,0]], [[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,p]] \ldots (\beta)$

$\mathfrak{C}_{6h}^2$: a) Punktlagen an hexagonalen Schraubenachsen:

$[[0\,0\,0]], [[0\,0\,p]], [[0\,0\,\tfrac{1}{2}]], [[0\,0\,(p+\tfrac{1}{2})]] \ldots (\gamma)$

b) Punktlagen an trigonalen Drehungs achsen, die nicht hexagonale Schraubenachsen sind:

$[[0\,0\,0]], [[0\,0\,(p+\tfrac{1}{2})]], [[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,\tfrac{1}{2}]], [[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,p]] \ldots (\delta)$

$\mathfrak{D}_6^1$: $= \mathfrak{C}_{6h}^1$

$\mathfrak{D}_6^6$: a) Punktlagen an hexagonalen Schraubenachsen: $= \mathfrak{C}_{6h}^2$ a)

b) Punktlagen an trigonalen Drehungsachsen, die nicht hexagonale Schraubenachsen sind: $= \mathfrak{C}_{6h}^2$ b)

$\mathfrak{D}_{6h}^1$: $= \mathfrak{C}_{6h}^1$ und $\mathfrak{D}_6^1$

$\mathfrak{D}_{6h}^2$: a) Punktlagen 1 ohne Freiheitsgrad: $= \mathfrak{C}_{6v}^3$
b) » 2 » » : $= \mathfrak{C}_{6v}^3$
c) » an hexagonalen Drehungsachsen: $\mathfrak{C}_{6h}^2$ a)

$\mathfrak{D}_{6h}^3$: a) » 1 ohne Freiheitsgrad: $= \mathfrak{C}_{6v}^3$
b) » 2 » » : $= \mathfrak{C}_{6v}^3$
c) » mit einem Freiheitsgrad: $= \mathfrak{C}_{6h}^2$ a)

$\mathfrak{D}_{6h}^4$: a) » an hexagonalen Schraubenachsen: $= \mathfrak{C}_{6h}^2$ a)
b) » an trigonalen Drehungsachsen, die nicht hexagonale Schraubenachsen sind: $= \mathfrak{C}_{6h}^2$ b)

Bei dieser Untersuchung ergeben sich also 4 verschiedene Strukturtypen, die oben mit α, β, γ, δ bezeichnet sind. Wir bemerken zuerst, dass α ein Spezialfall von β ist; γ ist unbrauchbar, weil es von Elementarparallelepipeden mit zwei Atomen und halber c-Achse aufgebaut ist. Es resultieren daher nur zwei mögliche Struktur typen, nämlich:

$$\beta: [[0\,0\,0]], [[0\,0\,p]], [[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,0]], [[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,p]]$$
$$\delta: [[0\,0\,0]], [[0\,0\,(p+\tfrac{1}{2})]], [[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,\tfrac{1}{2}]], [[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,p]]$$

Anordnung der Atome im Elementarbereich. Auf dem Film ist $(11\bar{2}1)$ nicht vorhanden. Da die Struktur β den Strukturfaktor null für $(11\bar{2}1)$ nur bei $p = 1/2$ gibt, muss also p gleich $1/2$ sein, wenn diese Struktur vorausgesetzt wird. In diesem Falle aber zerfällt das

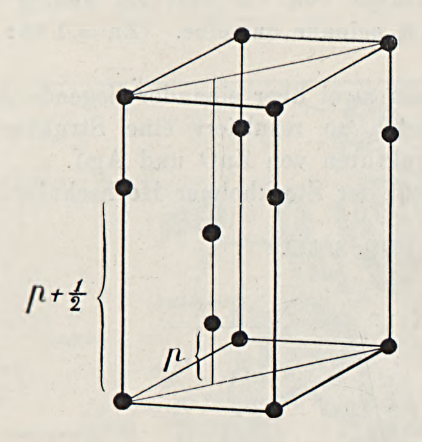


Fig. 1. Anordnung der Atome in dem kristallisierten Quecksilber.

Elementarparallelepiped in zwei gleiche Teile, je mit halber c-Achse und 2 Atomen und demnach muss diese Struktur als sehr unwahrscheinlich angesehen werden. Hierzu kommt, dass alle Indizeskombinationen mit ungeradem L den Strukturfaktor null haben, was mit dem Vorhandensein von mehreren solchen auf dem Film nicht in Übereinstimmung steht. Struktur β ist also unbrauchbar.

Eine Untersuchung der Struktur δ gibt als Resultat dass der Strukturfaktor null wird für Indizeskombinationen, bei denen

$$4\,H + 2\,I + 3\,L = 3 + 6\,z$$
$$(z = 0, 1, 2, 3 \ldots)$$

In der Tat treten auf dem Film keine Interferenzlinien auf, deren Indizeskombinationen die vorstehende Formel erfüllen, das heisst z. B. (0003), $(11\bar{2}1)$, $(11\bar{2}3)$, (0005).

Aus dem vorstehend Gesagten geht hervor, dass die »Struktur δ» höchst wahrscheinlich ist. (Fig. 1.)

Eine Bestimmung des Parameters, p, ist unmöglich, da die Schwärzung der Linien auf dem Film nicht mit genügender Sicherheit bestimmt werden kann.

Bei hinreichender Eigensymmetrie der Hg-Atome bekommt diese Struktur dihexagonal-bipyramidale Symmetrie.

Bei einem Vergleich der Hg-Struktur mit den Strukturen von chemisch verwandten Elementen bemerkt man, dass, wenn man aus den Schwerpunkten von je zwei über einander gelegenen Hg-Atomen eine Struktur konstruiert, diese mit den von HULL[1] bestimmten hexagonalen Strukturen von Cd und Zn analog ist. Auch das Achsenverhältnis ist beinahe dasselbe. (Zn = 1.86 : 1, Cd = 1.89 : 1, Hg = 1.88 : 1.)

Wird das eine von zwei über einander liegende Atome durch ein anderes Atom ersetzt, so resultiert eine Struktur von demselben Typus wie die Strukturen von ZnO und AgJ.

Mineralog. Institut der Stockholmer Hochschule, Januar 1922.

---

[1] Phys. review. 17 (1921), S. 549.

Två geologiskt intressanta platser i Klövedal, Bohuslän.

Av

IVAR D. WALLERIUS.

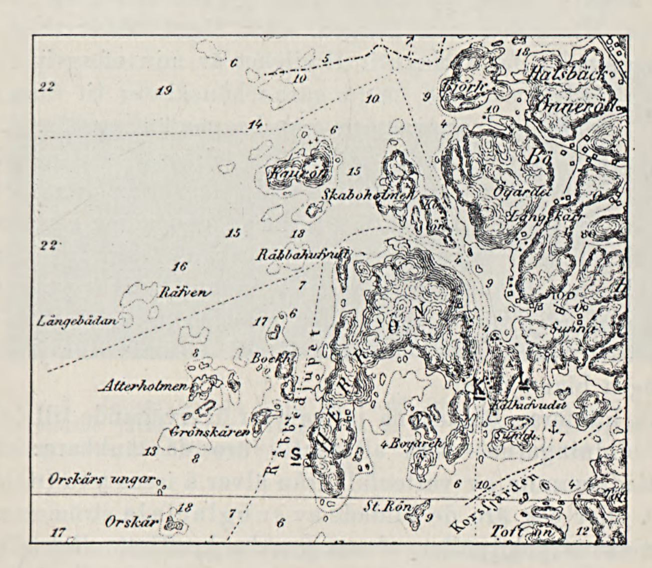


Fig. 1. Karta över västra delen av Klövedals socken, Tjörns härad. Vid *S* Stenviks jättegrytfält, *K* Kyrkesund, *L* Linnevikens skalgruslokal. Efter Generalstabens kartblad Göteborg (1 : 100,000).

1. Jättegrytfält vid Stenvik å Herrön.

Bohuslän är bekant för sin rikedom på jättegrytor. Redan de gamla beskrivningarna över landskapet sysselsätta sig med dem och frågan om deras bildningssätt. Av P. KALM finnes en kort

uppsats i K. V. A. H. 1743 »Om de så kallade Berg- eller Jättegrytor i Bohus-län». Sedan han anfört några exempel på dylika, säger han: »Orsaken till desse Bergs- eller Jättegrytor föregafs af somligom vara denna; at som sådana altid äro på sidorna af berg, så hafva de förorsakats af vatnet, som runnit ned från bergen, ock på det stället, der Bergsgrytorna äro, giort en hvirfvel; de mente, at så nog kunnat ske, om ei snart, dock på så många hundrade års tid, ty gutta cavat lapidem non sed saepe cadendo. Men hvarföre fins då ei sådana på alla orter? En,vid namn ANCKARSTRÖM, har låtit upgräfva några af sådana Jättgrytor, som varit fulla med Jord, ock funnit i somliga krukor upfylte med aska och ben.» I sin »Chorographia Bahusiensis» (1746) har J. OEDMAN uttalat sina tankar också om jättegrytorna. Han förmenar dem vara människors verk. »Jag tror, at ingen utan i Krigs tid betient sig af them, ock thet antingen för Torst skuld at samla watn i them, eller at koka i them, ty intet watn ge the af sig sielfwa, utan hwad från Himmelen ock Bärgen, som ligga öfwer them, kan i starckt regnväder falla theruti: Hwilcket är min oförgripeliga mening, then jag dock med mera gärna hänskiuter til them, som i Physicis & arte hydraulica äro mera hemma än jag.» A. E. HOLMBERG ägnar ett par sidor i »Bohusläns historia och beskrivning» (1842—45) åt jättegrytorna, som i de bohuslänska bergen förekomma »till ett antal af flera tusen». Också han opponerar sig mot åsikten, att de bildats genom vattnets inverkan. Han tror dem vara »ögonblickligen tillskapade», måhända innan jordens yta var fullkomligen stelnad. En mera vetenskaplig behandling av de bohuslänska jättegrytorna möter oss hos E. W. OLBERS, som jämväl avbildat några bland dem.[1]

Numera hänföras Bohusläns jättegrytor övervägande till de fluvioglaciala bildningarna. Två alternativ äro då tänkbara: antingen ha de åstadkommits av vattenfall från älvar å isens yta (»Gletschermühlen»), eller ock äro de bildade av subglaciala strömmar, vilkas hydrostatiska tryck gäller såsom ganska kraftigt. Beträffande de lågt belägna jättegrytorna i Bohuslän anser G. DE GEER det förra bildningssättet omöjligt, enär havsytans dåvarande nivå legat 100—150 *m* högre än den nuvarande, ett argument, som synes övertygande nog. Han tillskriver dem i stället de subglaciala älvarnas verkan.[2] Men har icke nyssnämnda argument tillämpning också på detta tolkningssätt? Dessutom skulle ju de mångfaldiga jätte-

[1] E. W. OLBERS, Bidrag till Göteborgs och Bohus läns geologi (1870), s. 123—125.
[2] G. DE GEER, Quaternary Sea-bottoms in Western Sweden, G. F. F. 32 (1910): 1143.

grytförekomsterna i Bohuslän förutsätta, att här en gång varit en märklig rikedom på isälvar. Men detta motsäges av landskapets synnerliga fattigdom på isälvssediment.[1]

Och man måste väl fråga, om ej havet haft något att betyda för dessa jättegrytors tillkomst, vilka i så stort antal just i Bohuslän finnas vid eller obetydligt över den nuvarande havsytan. Redan SWEDENBORG har sökt en förklaring till jättegrytornas bildning i havets rörelser.[2] I nutida sammanfattande framställningar rörande jättegrytor brukar också havet nämnas såsom faktor.[3] Direkta iakttagelser av jättegrytbildning genom havets verkan anföras från Östersjöns stränder[4] men synas ej föreligga från västkusten.



Fig. 2. Jättegrytfältets östra del, sedd från S. Vid + de å fig. 5 avbildade jättegrytorna. Längre åt h. en markerad dioritgång. I förgrunden t. h. klippartiet å fig. 9. (Fotografierna tagna av förf. 1921.)

Den betydande jättegrytförekomst — säkerligen en av vårt lands förnämsta — från vilken några iakttagelser nu skola meddelas, ger visserligen ej direkta bevis på jättegrytbildning genom havets rö-

---

[1] Se beskrivningarna till hithörande geol. kartblad.

[2] Enligt A. G. NATHORST, EMANUEL SVEDENBORG såsom geolog, G. F. F. 28 (1906): 362.

[3] T. ex. E. ERDMANN, art. Jättegrytor i Nordisk Familjebok, (1910); F. SVENONIUS, Bidrag till jättegrytornas morfologi och förekomstsätt, G. F. F. 40 (1918): 731.

[4] ERDMANN, anf. st.; G. LINDSTRÖM, Om jättegrytor, bildade av havet vid Hoburg på Gotland, G. F. F. 3 (1876—77): 336.

relser men företer dock enligt min mening rätt så starka indiciebevis för ett sådant bildningssätt.

Herrön är belägen V om Tjörn och är skild från denna ö av Kyrkesund, där Bohuskustens stora farled går fram. Såsom synes å kartan, fig. 1, ligger den hästskoformiga öns sydvästligaste del, som når en höjd av 40—50 *m*, alldeles öppen för havet åt V och SV. N om den här i västlig riktning utskjutande udden Herröhuvud finnes en liten vik, i trakten känd under det betecknande namnet *Stenvik*. Närmaste omgivningen har en sådan gestaltning, att stora vattenmassor i storm kunna vräkas långt upp på land och bilda formliga forsar vid sitt återfall. Djupa klyftor, lodräta branter, stora blocksamlingar göra terrängen ganska svårframkomlig, och att landa från sjösidan i V är ofta svårt eller omöjligt. Då härtill kommer platsens avskilda läge — sällan synes någon människa på dessa ödsliga stränder — äger den redan ett ganska effektivt »naturskydd».

Berggrunden är övervägande grå gneis med brant-lodrät stupning. Strykningsriktningen är ej enhetlig inom Stenviksområdet, eljest är den i dessa trakter förhärskande nordostlig. Här och där förekomma dioritiska bergarter. En i landskapet skarpt framträdande gång av massformig diorit är synlig å fig. 2.[1]

C:a hundra jättegrytor finnas vid Stenvik å en areal av efter ögonmått bortåt $^{1}/_{2}$ hektar, däribland några submarina.[2] De flesta anträffas, ofta gruppvis, å norra och östra sidorna av viken, där stranden är som mest utsatt för havets våldsamhet. De längst inåt land belägna finnas på ung. 40 *m* avstånd från vikens östra strand. Mynningarna ha i regel en väl rundad form, men grytorna äro ofta fyllda av vatten eller åtminstone nedtill av hårdt sammanpackade stenar, så att en närmare undersökning försvåras eller omöjliggöres. Några »löpare» ha ej påträffats. Jättegrytornas storlek är vanligtvis ej anmärkningsvärd. Flertalet når ej 1 *m* i diameter, många ej ens 0,5 *m*. — En helt isolerad jättegryta finnes SO om Stenvik vid en brant bergvägg mot V.

Vad som ger Stenviksförekomsten dess speciella intresse är ej blott jättegrytornas talrikhet utan ock de bidrag här kunna hämtas

---

[1] Att döma av strykningsriktningarna hos gnejsen, i den mån dessa framträda å bilden, föreligger en skarp diskordans mellan gnejspartierna å ömse sidor om dioritgången. På avstånd har denna gång en egendomlig likhet med en lavaström.

[2] Endast typiska jättegrytor äro medräknade, inga »tvetydiga».

till besvarande av frågan om deras uppkomst ävensom det formliga inventarium, som här gives å dessa bildningars typer och stadier, såsom den följande framställningen torde antyda. Från den första anläggningen såsom en ring- eller delvis spiralformig ursvarvning å bergytan till de efter erosionens arbete återstående nischformerna i bergväggen kan man här följa jättegrytornas historia. De finnas, såsom nämnt, över och under havsytan, enstaka och gruppvis, enkla

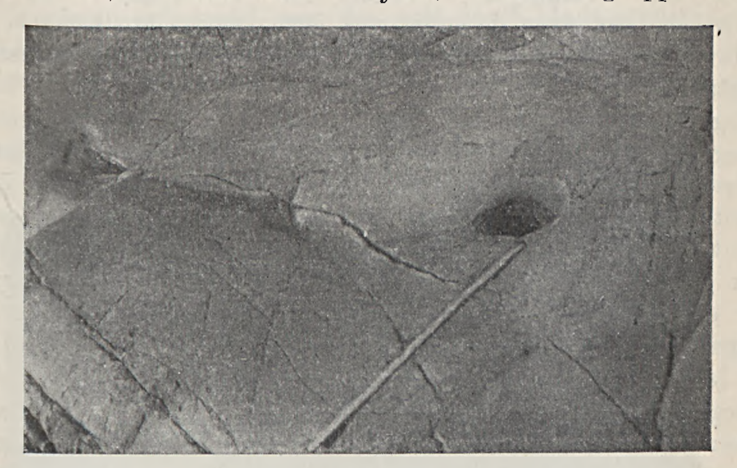


Fig. 3. Den minsta jättegrytan. Måttet därbredvid är 0.5 *m*.

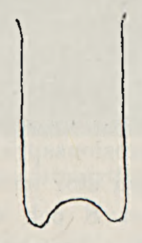


Fig. 4. Längdprofil genom jättegrytan å fig. 3. 1/10.

och dubbla med mellanväggen mer eller mindre borteroderad, å plana bergytor och branta klippväggar samt i en mångfald olika storlekar.

Den märkligaste av alla Stenviks jättegrytor är nog den **minsta** bland dem, avbildad å fig. 3. Rundade och skålformiga erosionsgropar av ännu mindre dimensioner kunna visserligen påträffas, men då denna är en fullt cylindrisk, fint ursvarvad jättegryta, hör den säkert till de minsta dylika, som överhuvud äro möjliga. Dess

diameter är 0,13 *m* — själva mynningen är något vidare — dess största djup 0,28 *m*. Bottnen visar den egendomliga form, som fig. 4 ungefärligen återger, liknande bottnen å en butelj. Den antyder, hur små de löpare varit, som roterat i grytan och kunnat åstadkomma en sådan effekt. Å fig. 3 synes längst t. v. någonting, som kan tydas såsom ett misslyckat försök till en ännu mindre jättegryta. »Dvärggrytan» befinner sig å ett lågt strandparti N om viken, där även de submarina jättegrytorna äro belägna. En del av denna strand är endast vid gynnsamt väder och vattenstånd tillgänglig.

Fig. 5 för oss till den högre, 9—11 *m* ö. h. belägna delen av jättegrytfältet. Anmärkningsvärd är här själva bergytans beskaffenhet. Denna har påtagligen icke varit utsatt för någon vidare avnötning vare sig av havet eller av andra agentier efter de här befintliga jättegrytornas bildningstid.[1] Man kan ännu skönja, hurusom jättegrytbildningen i vissa fall varit lokaliserad till sprickor och erosionsgropar i berggrunden. Den närmast liggande förklaringen till denna jämförelsevis väl bevarade relief torde vara den, att landets höjning här försiggått relativt fort vid tiden för dessa jättegrytors bildning och närmast därefter, så att den litorala erosionen ej hunnit avsevärt inverka på ytformerna. Jättegrytor av dessas storlek behöva ej heller någon lång tid för sin tillkomst.

På den platå, där nu nämnda jättegrytor äro belägna, träffar man fortfarande här och där på dylika, om man går i riktning mot bergkullen i bakgrunden å fig. 5, tills man når den stora dioritgången. Å dess yta synes ingen enda. Tydligen har gnejsens ytstruktur varit särskilt gynnsam för jättegrytbildningen, i motsats till den vida mer homogena dioritens. Så snart man passerat gången, påträffas i samband med en erosionsspricka i kontakten mellan dioriten och gnejsen en tämligen stor men grund jättegryta, belägen i den branta sluttningen mot S och delvis synlig å fig. 2. Dess läge på gränsen mellan båda bergarterna ger den ett egendomligt utseende. Ännu ett par jättegrytor finnas högre upp å gnejskullen O om dioritgången, men därmed äro de också slut åt landsidan.

Inom den del av jättegrytlokalen, som ligger S om det å fig. 2 avbildade området, anträffas jämförelsevis fåtaliga, sporadiska grytor, som ej erbjuda något särskilt av intresse.

Antaget nu, att jättegrytorna vid Stenvik äro bildade av havets virvelrörelser, säkerligen ej å något större djup, så kan man förut-

---

[1] Man jämföre bergytan å fig. 5 med densamma å bilder från själva stranden, t. ex. fig. 3 och 7.

sätta, att de submarina grytorna, som varit utsatta för ett långvarigare havets arbete, sedan strandlinjen blivit relativt stationär,[1] skola uppvisa betydligt större dimensioner än de å högre nivåer belägna. Detta slår också in i nästan överraskande grad. Under det att de sistnämnda till stor del mäta c:a 0,5 *m* och därunder i genomskärning, visar en submarin jättegryta, som kan anses såsom typisk, den å fig. 6 avbildade, en diameter av 2,5 *m*. Dess mynning är nästan cirkelrund, men den utåt havet vända randen ligger något under vattenytan och är därför ej synlig å bilden, som dock är tagen vid gynnsamma förhållanden, lågt vattenstånd och jäm-



Fig. 5. Bild från jättegrytfältets högre del.

förelsevis svagt vågsvall. I lugnt väder företer denna jättegryta en verkligt praktfull naturbild, som man gärna dröjer vid, när man lyckats komma dit.

Till den jättegrytan ansluta sig åt SO de submarina grytor, som finnas å fig. 7, så att stranden här är formligen kantad med undervattensgrytor. Den bortre av de å denna bild synliga har ansenliga dimensioner, likaså en annan, som ej är avbildad. Längre ut under vattnet på c:a 1 *m* djup iakttogs å den tångbeklädda bottnen

---

[1] Jfr Holmbergs uppgifter om Tjörn i detta hänseende, även anförda i beskrivningen till kartbladet Göteborg, S. G. U. Ser. Ac N:r 4 s. 10.

en urholkning, som syntes antyda förekomsten av en jättegryta med betydligt större dimensioner än de nu nämndas.

Mätning av de submarina jättegrytornas verkliga djup hindras av stora stenblock, som uppfylla deras undre delar. I jättegrytan å fig. 6 var största mätbara djupet 1,4 *m*, i en annan kom man ned till 1,63 *m*.

Kan man ännu spåra något av jättegrytbildande verksamhet hos havsvågorna vid Stenvik? Icke så, att någon jättegryta nu kan iakttagas vara under utbildning. Detta är icke heller att vänta,



Fig. 6. Submarin jättegryta vid lågvatten. Virvelbildningar å havsytan.

då ju havet på en plats, som till den grad är utsatt för dess kraft, måste ha hunnit slutföra sitt verk i denna del under den långa tid det haft ungefärligen sin nuvarande nivå. »Sjön tröttnar inte», säger fiskaren.

Dock kunna några iakttagelser anföras, som peka i positiv riktning till besvarande av den uppställda frågan. Först må nämnas den tendens till virvelbildningar, som ännu märkes å vattenytan vid Stenvik och som säkerligen betingas av vikens läge samt av strandens och bottnens konfiguration. Å fotografier bli dylika virvelbildningar ej gärna tillfredsställande återgivna, men man kan dock skönja dem å havsytan å fig. 6 ävensom över den submarina jättegrytan t. h. å fig. 7.

En intressant form av virvelbildning såsom följd av havets vågrörelse kunde direkt observeras på nära håll. Förloppet framställes schematiskt å fig. 8. En i havet åt V utskjutande klippa är avskuren av en ganska rätlinigt förlöpande klyfta, vars botten bildar en jämn ränna med ändarna nående till havsytan. När vattnet höjes av en ingående våg, strömmar det in från båda sidor, och strömmarna mötas på en viss punkt, ej fullt å rännans mitt. Vid mötet uppstår en synnerligen väl utbildad virvel, som varar, tills vattnet vid nästa vågdal åter rinner ut. Fenomenet upprepades med en precision, som om det hela varit ett välordnat experiment. Och

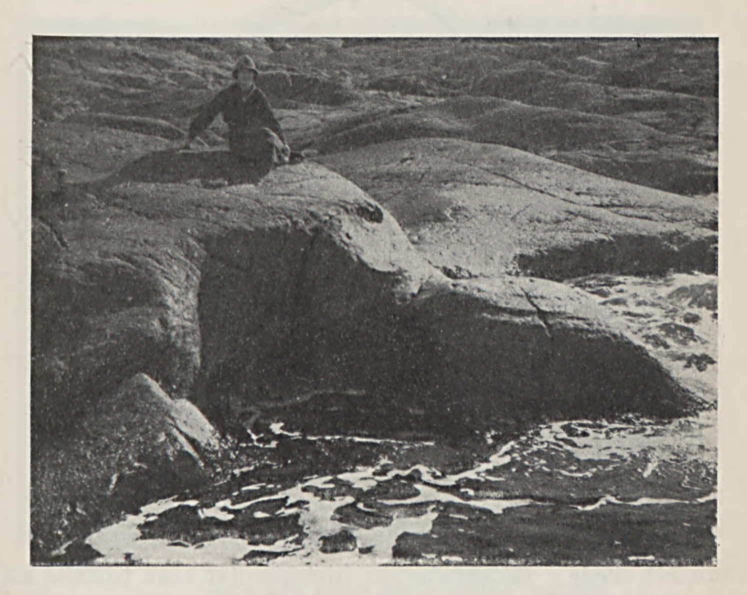


Fig. 7. Strand med submarina jättegrytor.

just där virveln bildades, syntes en rundad, något avlång fördjupning, som möjligen kunde vara början till en jättegryta, men några stenar funnos där icke, och det nära liggande försöket att lägga dit en sådan av lämplig storlek förbisågs tyvärr vid tillfället. Vad som här sker i liten skala kan ju väl tänkas äga rum i större mått under lämpliga förhållanden, och då böra förutsättningar för en jättegrytas uppkomst vara förhanden. I detta sammanhang är det därför anmärkningsvärt, att å fig. 6 en tydlig rännbildning synes hitom den stora jättegrytans mynning.

Denna jättegryta synes ock ännu i dag förete efterdyningar av den virvelrörelse, genom vilken den blivit bildad. Man ser å fig. 6

hurusom tång- och Balanusranden, som annars återfinnes även i den mest utsatta bränningszonen, är alldelès borta just i själva svängen i grytans mynning. Och å väggarna under vattnet förete *Fucus*exemplaren det förkrympta utseende, som man igenkänner från bränningszonen särskilt å små skär i öppna havet. I denna jättegryta måste alltså ännu förefinnas en osedvanligt kraftig verkan av vågsvallet. Men till stenblocken å grytans botten sträcker den sig dock ej i nämnvärd grad, att döma av deras normala tångvegetation.

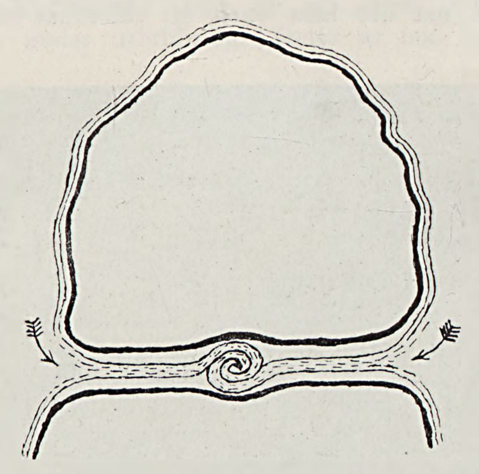


Fig. 8. Virvelbildning i klippränna i följd av havets vågrörelse.

Ännu ett skede i jättegrytornas historia har man tillfälle att studera vid Stenvik, nämligen de förändringar, som en senare erosion åstadkommit i deras form. Fig. 9 visar ett jämförelsevis fritt liggande klipputsprång av en mera granitisk bergart, varest finnas 10 jättegrytor, alla synnerligen vackert rundade. Detta klipparti, det mest iögonfallande, när man kommer till platsen, ligger tämligen lågt och företer strandklippornas avnötta ytformer. Flera av de på dess utsidor befintliga jättegrytorna äro föga djupa men ha en nischformig fortsättning uppåt. Ytterkantens kontur är då också mer eller mindre rundad nedåt, vilket särskilt framträder hos de båda jättegrytorna t. h. å fig. 9.[1] Antagligen ha vi här för oss

[1] Vissa konturer å bilden äro något förstärkta, enär belysningen vid fotograferingen ej varit fullt tillfredsställande. Detta gäller ock om samma parti å fig. 2, där det delvis är synligt.

olika stadier i erosionens arbete på att ombilda jättegrytor i lämpliga lägen till nischformiga fördjupningar i bergväggen.[1] En likartad urholkning iakttages över en submarin jättegryta å fig. 7, och åtskilliga undervattensgrytor skiljas från havet av jämförelsevis smala klippbarriärer, som desto snarare kunna betvingas av erosionen.

Antagandet, att jättegrytorna vid Stenvik till sitt ursprung äro marina, finner ett stöd — om än mera indirekt — i hela traktens



Fig. 9. Klippa med delvis nischformiga jättegrytor.

topografi i dess stora drag, som gör det osannolikt, att någon subglacial älv skulle ha tagit sin väg just över Herrön. Man beakte terränglinjerna å kartan. Och om en sådan ström verkligen nått fram till öns sydvästra arm, varför skulle den välja vägen över

---

[1] Förekomsten av en till stor del nischformad jättegryta omedelbart ovan en annan liknande (t. h. å fig. 9) låter ej gärna förena sig med tolkningen av nischformerna såsom delar av jättegrytor, vilkas övriga partier ursvarvats i isen. Även av andra skäl förefaller denna tolkning mycket osannolik. Materialet är väl alltför heterogent, för att så regelbundna bildningar skulle kunna uppkomma på detta sätt: å ena sidan fast berg, å andra sidan is, och därtill is vid smältpunkten. Denna temperatur måste rimligtvis förutsättas hos isen under strömmande vatten; kanske dessutom hydrostatiskt tryck medverkar och nedsätter dess smältpunkt. Det lär då vara mera troligt, att isen under sådana förhållanden efterhand smälter bort, än att den skulle deltaga i jättegrytors utformning.

dennas högsta del, som just är den, å vars strand jättegrytfältet är beläget? Härvid kan ock erinras om det förut berörda förhållandet, att isälvsavlagringar äro sällsynta i Bohuslän; sådana äro icke alls kända från Tjörn, lika litet som från den övriga bohuslänska skärgården. —

Om nu ett och annat kunnat anföras såsom bidrag till förklaring av jättegrytornas bildning vid Stenvik, så står dock ett frågetecken kvar, när det gäller orsaken till deras ovanliga talrikhet inom ett så begränsat område. Ingen enda jättegryta är känd från stränderna N och S om den här beskrivna lokaliteten vid Stenvik, ej heller från den stigande terrängen österut.

I alla fall tala nog fakta övervägande för den uppfattningen, att Stenviks jättegrytor äro havets verk. Och bland Bohusläns många jättegrytor lära de ej vara ensamma om detta ursprung.

2. Skalgruslokalen vid Linneviken å Tjörn.

Å geol. kartbladet Göteborg (S. G. U. Ser. Ac n:r 4) finnes denna förekomst utmärkt med tecknet för skalgrus med nordsjöformer, men i beskrivningen nämnes intet därom, ej heller ser man den anföras i diskussionen om de bohusländska skalbankarna. Den är dock så betydande och intressant, ej minst genom sin karaktär av ursprunglighet och överskådlighet, att den säkerligen är värd en närmare undersökning. I syfte att främja en sådan meddelas här några anteckningar om lokalen.

Linneviken ligger O om Kyrkesunds södra inlopp och utgår i nordlig riktning från Krossfjorden.[1] N om densamma går en dalgång — ett forntida sund — tämligen jämnlöpande med Kyrkesund; med sin nordända når den en utvidgad del av sundet. Bottnen i denna c:a 650 *m* långa dal utgöres till stor del av skalgrus. Detta kan följas sammanhängande mer än 400 *m* i dalens riktning, men dessutom påträffas också mera isolerade förekomster. I sin smalaste och tillika högsta del är dalgången endast 18 *m* bred, S härom vidgar den sig till 120 *m*.[2] Det är denna sydligare del, som erbjuder mest av intresse. På rätt långa sträckor är dalbottnen här plan nästan som ett golv, och den tunna jordbetäckningen, som säkerligen aldrig varit uppodlad, återger troget skalgrusets ytformer. Ganska höga och branta berg begränsa dalen i V och O.

---

[1] »Korsfjärden» å kartan.
[2] Kartan återger ej noggrant dalgångens konturer.

Platsen är lätt tillgänglig: från Kyrkesunds ångbåtsbrygga vid trafikleden Göteborg—Marstrand—Lysekil är det ej fullt en kvarts timmes promenad till Linnevikens skalgruslokal. Man följer landsvägen (finnes ej å kartan!) över en bergsrygg, då man snart får se skalgrus gå i dagen på båda sidor; kort därefter tager en körväg av t. h., som leder till det i Linnevikens skalgrus anlagda, rätt vidsträckta grustaget, mycket anlitat för vägarna i trakten. Vid

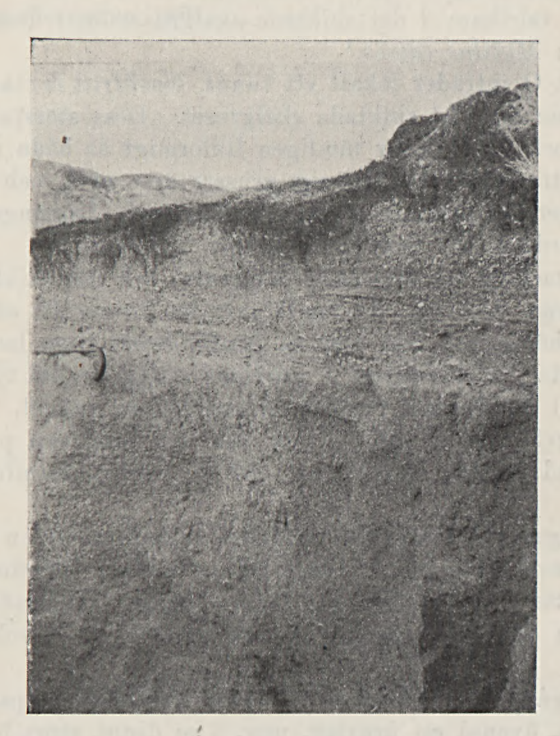


Fig. 10. Profil i Linnevikens skalgrus. Nederst oskiktat skalgrus 1,7 *m* +, däröver finskiktat 0,4 *m*, överst 0,1 *m* jordbetäckning.

mitt senaste besök var profilen här ej mindre än 60 *m* lång, men blott c:a 2 *m* djup. Man finner det nämligen bekvämast att gräva vidare i gruset med bibehållande av den nuvarande bottennivån. Skalgrusets hela mäktighet uppgår här sannolikt till över 4 *m*.

Profilen i det stora grustaget går i V intill berget, där gruset är mycket stenblandat och orent. Sedan ter sig genomskärningen på en längre sträcka så, som fig. 10 visar. Underst ligger ett alldeles oskiktat, i hög grad sönderkrossat skalgrus med en och annan mindre sten, eljest mycket rent. Enstaka hela skal anträffas däri

förnämligast av de tjockskaliga och större arterna, såsom den här sparsamma *Ostrea* och den fläckvis talrika *Cyprina islandica*. Över detta oskiktade grus ligger ett c:a 0,4 *m* mäktigt, fint skiktat, sandigt skalgrus. I motsats till förhållandet i det underliggande lagret äro fossilen ofta väl bevarade; musslorna ha ej sällan båda skalen ännu hopsittande. Faunan är icke närmare undersökt, *Saxicava* och *Mya* förekomma överallt i lagerserien. *Litorina litorea* förefaller vara talrikare i det skiktade skalgruset än i dess underlag, kanske även *Mytilus edulis*.[1]

Längre åt O inträder lokalt ett tunnt, fossilfritt lerlager mellan det oskiktade och det skiktade skalgruset. Dess största mäktighet är 0,1 *m*, och det utkilar tämligen likformigt åt båda sidor. Vid profilens östra ända sänker sig grusets övre nivå, och på samma gång tilltager det skiktade gruset i mäktighet. Lagringen blir här delvis diskordant, och flera små lerlager uppträda.

Gränsen mellan det oskiktade skalgruset och det skiktade härrör sannolikt från den tid, då landhöjningen fortskridit så långt, att sundet upphörde och här blev en jämförelsevis lugn havsvik. De nyss nämnda förhållandena i profilens östligaste del tyda kanske på, att där i det längsta funnits en återstod av sundet.

I grustagets västra del, N om den nu beskrivna profilen, påträffas invid berget massor av *Ostrea edulis*, formliga ostronbankar.

Underlaget till skalgruset anträffas sannolikt vid en källa i områdets sydvästligaste del, ej långt från stranden. Terrängen sluttar sakta åt detta håll, och här går lera i dagen. Undersökningar på denna plats försvåras därigenom att marken är mycket vattensjuk.

Inom dalgångens nordligare del finnas åtskilliga gropar med blottat skalgrus, ävenså ett grustag, ung. 2 *m* djupt, strax N om landsvägen. Däri synes endast oskiktat skalgrus av samma beskaffenhet som i det stora grustagets undre del. Marken är inom detta norra området delvis odlad, och skalgruset synes mest vara samlat vid bergen i V.

[1] Såsom i någon mån kompletterande de i litteraturen om skalbankarna ofta synliga uppgifterna om *Mytilus*' nuvarande förekomstsätt bifogas här ett par notiser därom. I de grunda sunden och lagunerna SV om Linneviken förekommer den talrikt på slambotten i anmärkningsvärt stora exemplar. I Göta älv finnes den innanför utloppet i Älvsborgsfjorden ett gott stycke inåt Göteborg så ymnigt, att fiskare från Tjörn färdats ända dit för att hämta »skal» till agn. Liknande är förhållandet i Nordre älv. Detta enligt uppgifter av en erfaren fiskare, KARL JAKOBSSON från Kyrkesund.

Kyrkesund kan ock tagas till utgångspunkt för besök med båt vid en annan betydlig skalgruslokal, belägen å Stigfjordens södra strand i dess västligaste del. V om den som sjömärke kända, ståtliga klippan Björnshuvud utgöres själva stranden en lång sträcka av skalgrus. Frisköljda skal därifrån betäcka till stor del strandbrädden, däribland den ej hittills vid Linneviken anträffade *Pecten islandicus* rätt talrikt i stora och vackra exemplar.

Göteborg, december 1921.

———

Ett par fynd av bison från Östergötland i ny belysning.

Av

HENR. MUNTHE.

År 1888 omtalar HOLST[1] i korthet lämningar av en »uroxe», som träffats vid Mjölby i Östergötland av prosten O. W. REDELIUS och av honom som gåva överlämnats till Linköpings läroverks museum. Meddelandet innehåller en del av REDELIUS lämnade uppgifter om fyndomständigheterna, men som dessa något avvika från dem, denne låtit åtfölja fyndet till Linköping, komma dessa senare att anföras här nedan.

Jag fick anledning att söka närmare upplysningar om fyndet i fråga vid utarbetandet av den kvartära delen av beskrivningen till det geologiska kartbladet »Mjölby», vilket f. n. är under tryckning, och tillskrev därför min gamle vän och studiekamrat lektor HARALD SCHÖTT i Linköping med anhållan om ett par fotografier av fyndet, vilka kunde vara lämpliga att medtagas i kartbladsbeskrivningen. SCHÖTT har godhetsfullt tillmötesgått denna min anhållan och i samband härmed upplyst om, att professor EINAR LÖNNBERG vid ett besök i museet sistlidna sommar uttalat såsom sin mening, att kraniet, på grund av pannans byggnad, sannolikast var en bison. Detta har också till fullo bekräftats vid den nyligen verkställda undersökningen av fynddelarna, vilka SCHÖTT varit av godheten tillsända mig. Och då överhuvudtaget, såsom vi skola se, fynd av bison i Norden höra till sällsyntheterna, har jag trott, att en något utförligare redogörelse för detta fynd än det för kartbladsbeskriv-

[1] N. O. HOLST: Om ett fynd av uroxe i Råkneby, Ryssby socken, Kalmar län. G. F. F. Bd X (1888): 467.

ningen avsedda korta omnämnandet kunde försvara sin plats i Föreningens Förhandlingar.

Vidare har jag ansett, att i anslutning härtill lämpligen kunde lämnas en avbildning och närmare datering av det andra kraniet av bison, som förut omtalats från Östergötland, nämligen från Hagebyhöga,[1] enär detta kranium, som tillhör Sveriges Geologiska Undersöknings museum, är vida bättre bibehållet än det från Mjölby.

Den ovan antydda redogörelse för fyndomständigheterna vid Mjölby-lokalen, som prosten Redelius bifogat gåvan till Linköping, är av följande lydelse:[2] »Kvarlefvorna af uroxen påträffades i Juni 1880 på ägorna till Dufvelund eller Mjölby prestgård i Mjölby socken i Östergötland vid gräfning af ett utloppsdike i den s. k. Brunsmossen.[3] På platsen var ett 5—6 fot mäktigt dylager på mergelblandad fin sand. Lokalen var uppfylld af källfly och således mycket vattensjuk. På gränsen emellan dy- och sandlagret, således på omkring 6 fots djup, påträffades följande ben af Bos urus: a) Pannbenet, sönderhugget, hvilket arbetaren, som först påträffade det, gjorde vid upptagningen i tanke att det var en stubbe; b) båda hornen, de inre eller de s. k. kvickarne, det ena afhugget; c) första halskotan, som är sammanväxt med kraniet, eller det s. k. nackbenet; d) några skadade delar af ansiktsbenen. De senare påträffade jag vid sökande efter käkbenen eller hela skelettet. Benen lågo nedtryckta i sanden. Hornspetsarne voro neråt vända. Vid gräfning på platsen efteråt träffades fast sand och tät dy öfverallt omkring och ingen synbar anledning att påträffa flere ben, som kunde haft sammanhang med de funna.»

Härtill är först att märka, att, såsom Schött i brev till mig framhåller, »med första halskotan» tydligtvis avses nackbenets ledknappar, vilka jämte närmast omgivande delar av kraniet finnas i behåll.

Enär kraniet från Hagebyhöga, det övre å fig. 1, är fullständigare än det från Mjölby, det nedre å fig. 1, omtalas detta först; härigenom underlättas nämligen i väsentlig grad uppfattningen av det senare. Till jämförelse meddelas en avbildning av ett kranium av uroxe (fig. 2), varmed de båda östgöta-kranierna förväxlats.[4]

Såsom synes, är övre delen av **Hagebyhöga-kraniet** synnerligen väl bibehållet och representerat av bl. a. nära nog hela pannbenet

---

[1] N. O. Holst i föredrag inför Geologiska Föreningen 6/12 1888. (Se G. F. F. Bd X: 462.) — Förutom kraniet föreligger från denna lokal ett överarmben.

[2] Ur Harald Schött: Linköpings H. A. Läroverks Naturhistoriska Museum. Historik och katalog. Linköping 1909, s. 30.

[3] Brunsmossen ligger, enligt Redelius' till Holst lämnad uppgift c:a 500 m N om Mjölby kyrka och strax N om Svartån.

[4] Detta kranium, som tillhör S. G. U., är funnet i Svarte mosse, Östraby socken, geol. bl. »Övedskloster», Skåne. Det är omnämnt i G. F. F., Bd 26 (1904): 505.

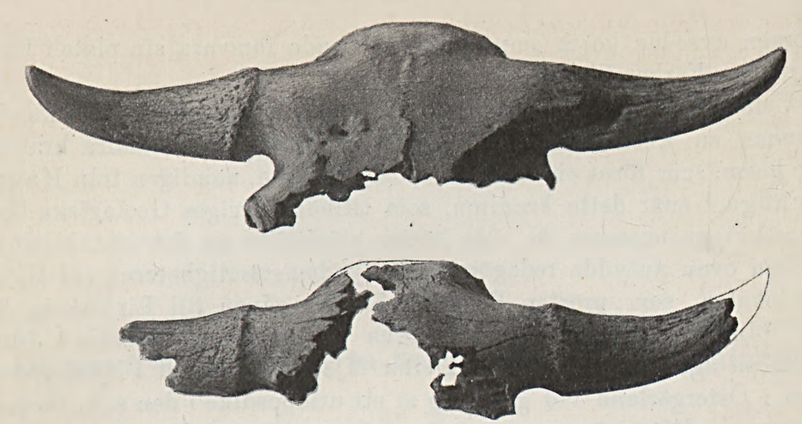


Fig. 1. Fragmentariska kranier av bison, det övre från Hagebyhöga det undre från Mjölby. 1/8 av nat. storleken.

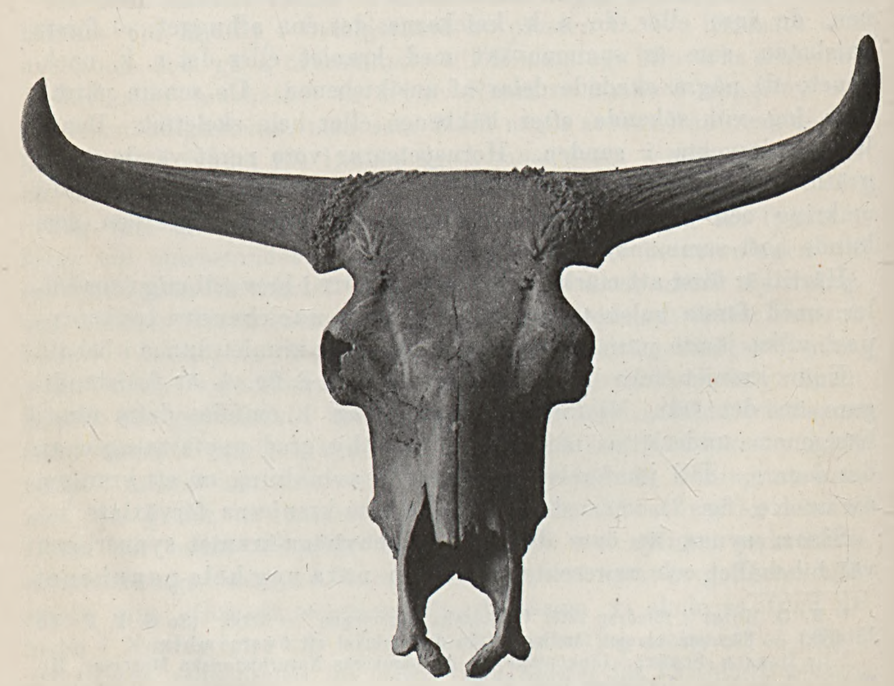


Fig. 2. Kraniet av en uroxe. Svart mosse, Östraby socken, Skåne. 1/8.

med de båda hornkvickarna, av vilka dock den vänstra är något skadad, vilket även är fallet med angränsande delar av vänstra pannbenshalvan. Däremot är högra sidans ögonhåla delvis kvar. I behåll och synlig å figuren är vidare nackbenets övre starkt välvda eller hjässdel.

Mjölby-kraniet är, som synes, betydligt mera defekt; dock finnas de huvudsakliga av Hagebyhöga-kraniets nyssnämnda delar representerade, med undantag för ögonhålan.

Å båda kranierna framträda bland andra följande för bison i jämförelse med uroxen utmärkande karaktärsdrag: den breda, kullriga pannan, mellan vars övre del nackbenets översta, starkt ansvällda hjässparti inskjuter; vidare de jämförelsevis korta och hastigt avsmalnande, med tydligt avsatta skaft försedda hornkvickarna, vilkas bas har sitt läge framom nackbenet. Enbart Hagebyhöga-kraniet visar dessutom den ena (högra) starkt utstående ögonhålan och det karakteristiska, korta avståndet från denna till hornbasen; detta avstånd är föga längre än ögonhålans diameter, hos uroxen däremot nära dubbelt så stort.[1] Vidare kan tilläggas, att kvickarnas spetsar hos uroxen äro något bakåtböjda, vilket däremot icke är fallet med bisonoxens.

Följande komparativa mått å några delar av de fossila kranierna från Lunds zoologiska museum (L), Hagebyhöga (H) och Mjölby (M) synas giva vid handen, att det skånska exemplaret, som beskrives av Lilljeborg,[2] varit något större än de båda östgötadjuren, vilka sinsemellan synas ha varit av närmelsevis samma storlek.

	L	*H*	*M*
	mm	mm	mm
Kraniets bredd mitt emellan hornskaften och ögonhålorna	348	290	—
Kraniets bredd mitt emellan hornkvickarnas baser	348	c:a 320	c:a 315
Kraniets bredd vid bakre kanten av ögonhålan	351	c:a 345	—
Hornkvickens längd utefter bakre sidan	375	330	330
Hornkvickens omkrets vid basen	287	285	280
Kvickeskaftets längd	42	c:a 40	c:a 40

[1] Detta framträder icke tillräckligt tydligt å fig. 2, enär kraniet vid fotograferingen icke hade ett vertikalt utan bakåt lutande läge, detta för att hornen skulle komma mera till sin rätt.

[2] W. Lilljeborg: Sveriges och Norges ryggradsdjur. I. Däggdjuren. 1874, sid. 877—följande.

Tilläggas må, att suturerna å kraniet från Hagebyhöga i allmänhet icke eller blott svagt framträda, medan de å Mjölby-kraniet komma skarpt till synes (se figurerna). Detta motsatsförhållande är emellertid att anse såsom skenbart och beroende därpå, att det senare kraniet är vida mera vittrat än det förra. Båda djuren ha med all sannolikhet varit vuxna.

Det såsom »uroxe» förut omtalade fyndet vid Mjölby har alltså visat sig vara av en bison, och därigenom har antalet fynd av detta senare djurslag i Östergötland ökats till två.[1] I Sverige för övrigt är det blott Skåne, som har att uppvisa fynd av denna djurart, och detta till ett antal av 4 eller 5, medan i Danmark hittills blott ett fynd (kranium) av bison synes vara känt.

Har Östergötland nu »berövats» ett fynd av uroxe, återstår därstädes emellertid ett dylikt fynd, en hornkvicke, som finnes å Riksmuseets zoopaleontologiska avdelning och härstammar från Odensfors. F. ö. är i vårt land ett fynd känt från Råkneby N om Kalmar (HOLST, anf. st.) och ett från Öland,[2] medan Skåne, som bekant, har att uppvisa ett stort antal sådana.[3]

Vad till sist beträffar tidpunkten för de båda bisonexemplarens uppträdande i Östergötland, har statsgeologen L. VON POST därom godhetsfullt meddelat följande.

»En analys av de starkt torvimpregnerade, porösa benpartierna på Hagebyhöga-kraniets insida gav följande resultat.

Torven är en dyig starrtorv med något *Phragmites*. Pollenet är fåtaligt (i medeltal 13 pollenkorn pr preparat 18×32 kvmm). Pollenet är visserligen kollaberat men ej korroderat. Någon förstöring av pollen synes alltså icke hava ägt rum. Åtta sinsemellan mycket väl överensstämmande preparat med tillsammans 103 skogsträdpollen gåvo:

---

[1] Det förtjänar påpekas, att även bison-fyndet från Hagebyhöga förut, innan HOLST fick hand om detsamma och bestämde det till denna art, omtalats såsom »uroxe», nämligen först av LILLJEBORG, anf. st., sid. 876, som hämtade uppgiften ur tidningen »Upsala Snällpost» för 1870, och sedan av C. F. NORDENSKIÖLD i A. RIDDERSTADS Historiskt, geogr. och statistiskt lexikon över Östergötland, del I, Norrköping 1875—1877, sid. 186, båda angivande några mått, som överensstämma med det föreliggande kraniets. Misstaget i fråga om artbestämningen är att tillskriva den omständigheten, att icke LILLJEBORG och sannolikt icke heller NORDENSKIÖLD sett kraniet. Skelettdelarna funnos vid HOLSTS besök (1888) hos upphittaren förvarade under golvet till en loge, oaktat fyndet gjorts så tidigt som 1865.

[2] HENR. MUNTHE: Om nya däggdjursfynd i Sveriges kvartär. 2. Uroxe — — från Öland. G. F. F. 1902: 56. (Även i S. G. U., Ser. C, n:r 190.) Att döma av hornkvickarna har Ölandsexemplaret varit ej obetydligt större än det här avbildade skånska och det från Odensfors.

Pinus	92 %
Betula	5 %
Ekblandskog (*Tilia* 1 % + *Quercus* 2 %)	3 %
	100 %
Corylus	12 %

I och för sig angiver detta pollenspektrum något av den postarktiska värmetidens tidigaste skeden som den tid, under vilken bisonresterna inbäddats i torven.

För att emellertid om möjligt skärpa åldersbestämningen analyserades provserier ur S. G. U:s torvprovsamling från två torvmarker i närheten av fyndplatsen, nämligen den stora mossen strax NO om Hagebyhöga kyrka (W om Appelby) och Tranberga mosse SO om Västra Stenby kyrka. Provserien i den förra mossen är tagen 2 km från bisonfyndplatsen, provserien i Tranberga mosse 6 km från densamma. Pollendiagrammen från båda dessa mossar visade sig kunna t. o. m. i detaljer otvetydigt konnekteras såväl med varandra som med förut upprättade diagram från Dagsmosse och Tåkern, 20—25 km åt SSW.

Pollenspektret från bisonkraniet återfinnes på ekvivalenta nivåer i pollendiagrammen från såväl mossen NO om Hagebyhöga kyrka som Dagsmosse. Det skulle dock bliva för vidlyftigt att här i detalj framlägga detta pollenanalytiska material.

Undersökningen visar emellertid, att bisonfyndet tillhör första skedet av Tåkerns boreal-atlantiska transgression, eller, närmare bestämt, tiden innan Tåkerns lågvattenyta, vilken vid början av boreal tid stod 3,50 *m* under sin atlantiska nivå, nådde en nivå 2,25 *m* under denna. Jämförelse med pollenspektra för torv under Ancylus-gränsvallen vid N. Freberga (12 km NW om fyndplatsen) och Ragniltorp (1 km WSW om fyndplatsen) visar vidare, att den angivna tiden rätt nära torde sammanfalla med tiden för A. G.-vallens uppkomst. Huruvida bisonfyndet är något äldre eller yngre än A. G.-vallen eller fullt samtidigt med denna, kan jag dock ej för närvarande avgöra. Förekomsten av ek i bisonfyndets pollenspektrum behöver icke ovillkorligen betyda, att fyndet är yngre än A. G.

Bisonfyndet från Brunnsmossen vid Mjölby har däremot icke kunnat pollenanalytiskt dateras. Stycken av den torv, i vilken fyndet legat, funnos visserligen på detsamma (med vivianit på kontaktytan), men visade sig vara en parvocaricetumtorv utan pollen.»

Till vilket tidsskede bison fortlevat i vårt land, är en öppen fråga. Arten lever, som bekant, ännu i Polen och Kaukasus. Däremot synes det vara sannolikt, att uroxen, som var allmän, särskilt i Skåne, redan under ancylustiden, fortlevat i södra Sverige åtminstone in i gånggriftstid, detta att döma av fynd i kulturlagret vid den intressanta pålbyggnaden vid Alvastra i Östergötland.[1] Ännu under 1500-talet levde detta ståtliga djur i Polen, men torde snart därefter ha fullständigt utrotats. Under vilket skede dess saga blev all i vårt land, är däremot en fråga, som ännu är höljd i dunkel.

---

[1] A. Pira i O. Frödin: En svensk pålbyggnad från stenåldern. Fornvännen 1910.

Till frågan om kiselgurens genesis.

Av

Bertil E. Halden.

Under en för Sveriges Geologiska Undersöknings räkning utförd resa i Västerbotten år 1919 anträffade jag vid Innertavle i Västerbotten (c:a 7 *km* öster om Umeå) en omkring centimetermäktig, föga uthållande strimma av kiselgur, inlagrad i sanden på östra sidan av Tavleån. Kiselguren hade ett för sådana bildningar fullt typiskt utseende och visade sig vid mikroskopisk undersökning synnerligen ren, bestående nästan uteslutande av hela eller krossade diatomacé-skal. En analys av arterna (se nedan sid. 154) gav vid handen, att diatomacéerna utgjordes uteslutande av sådana arter, som föra ett mer eller mindre epifytiskt levnadssätt, vanligen på högre växter.[1]

Av från Sverige tidigare kända marina kiselgurförekomster erbjuder särskilt en av Sernander vid Enköping funnen avlagring mycket stor likhet med ovan skildrade.[2] Vid Enköping var lagerföljden i de postglaciala bildningar, som avsatt sig i en åsgrop, av följande utseende:

a) 5 *cm* (efter avschaktning) sand,

b) 2 *cm* kiselgur av diatomacéer (se nedan sid. 154),

c) 2,5 *cm* sandig och lerig svämtorv (mest av tallgrenar),

d) 25 *cm* sandig och gyttjig lera med växtrester i ränder, grus- och svämtorvlinser. Bland fossilinnehållet märkas tallbarr samt lämningar av *Mytilus edulis*,

e) stenig lera.

---

[1] Jfr G. F. F. Bd 43 s. 510.

[2] S. G. U., Ser. C, n:r 193, sid. 12. Jfr S. G. U., Ser. Aa, n:r 85, sid. 20 och n:r 105, s. 52.

Sernander påvisar, att svämtorven vid Enköping är en marin »anhopning av bottensjunken drift». Av särskilt intresse för den jämförelse, jag vill uppdraga mellan Innertavle- och Enköpingsfynden, är vidare, att den från samma rullstensås vid Enköping funna *Zostera*-förande lerans fossil kunna betraktas såsom ungefär liktidiga med svämtorvens. Själva kiselguren, lag b), utgöres med undantag måhända för de sällsynt förekommande *Navicula humerosa* och *N. peregrina*, av idel fastsittande eller vidhäftande diatomacéer (epifyter).

Kiselgur tillhör en grupp av jordarter, vars uppkomstsätt av allt att döma är synnerligen heterogent. Av olika tänkbara bildningssätt må här följande anföras:

1. Kiselgur uppstår av bottenformer *in situ* eller av direkt bottenfällda planktonformer eller epifyter av diatomacéer eller andra med på organisk väg urskilda kiselbildningar försedda organismer, sålunda som en vanlig gyttjebildning eller stundom såsom en telmatisk (d. v. s. översvämnings-)bildning. Kiselguren »renas» genom att humusbeståndsdelarna sönderdelas t. ex. vid genomluftning, antingen sedan avlagringen bragts ovanför grundvattennivån eller successivt vid periodisk torrläggning inom ett översvämningsområde (*autokton kiselgur*).

2. Kiselgur uppkommer genom bottenfällning på skyddade platser av i vatten uppslammade och transporterade diatomacéer etc. — Som ett specialfall härav kan i viss mån räknas:

3. Kiselgur uppkommer såsom residuum efter hopsvämmade, med diatomacéöverdrag försedda växtdelar, vilka själva fullständigt sönderdelas.

2. och 3. representera *allokton kiselgur*.

En marin kiselgur, låt vara ej fullt färdig, uppkommen enl. 1., är den under namn av *Paralia*-gyttja[1] från Halland omtalade. Den utgöres i torrt tillstånd av en grå—svagt brunaktig, lätt massa av moartad konsistens. Den relativt obetydliga halt av amorf humus, som jämte pollen och enstaka mineralkorn finnes bevarad i denna bildning, skulle säkerligen varit ytterligare reducerad och avlagringens frändskap med en gyttja varit omöjlig att direkt iakttaga, därest denna avlagring i likhet med *moleret* på Jylland under långa tider legat utsatt för atmosferiliernas verksamhet. Man känner ju f. ö. från moleret just en sådan brun avart, sannolikt funnen vid borrning efter kol.[2] Detta bruna moler, av allt att döma funnet under grundvattennivån, synes ha sin bruna färg av tånglämningar.

[1] G. F. F. Bd 43 sid. 512 och 516.

[2] Heiberg: Conspectus criticus diatomacearum danicarum. Köpenhamn 1863, sid. 19.

Det innehåller bättre bevarade men åtminstone delvis samma arter som »det hvide Moleer». Detta »brune Moleer» är alltså att betrakta som en mindre starkt »renad» kiselgur i likhet med den halländska paraliagyttjan.

De ovan anförda förekomsterna av kiselgur från Västerbotten och Enköping äro av helt annat slag. Artlistorna och förekomsternas uppträdande som inlagringar i sand (och svämtorvavlagringar) visa direkt hän på det med 3. betecknade uppkomstsättet. Särskilt Enköpingsfyndet synes mig på detta sätt få en enkel förklaring. I åsgropen nedsvämmades först de vedrester, som bilda huvudparten av den marina svämtorven. Senare insvämmades marina växtdelar, säkerligen *Zostera*, möjligen också *Fucus*, *Characéer*, *potamogetoner* etc., vilka på sin yta varit mer eller mindre överdragna med diatomacéer. Av vågor eller strömmar ha slutligen sand nedspolats i åsgropen över dessa växtrester. Genom landhöjning bragta över vattenytan ha de marina växtdelarna — varav *Zostera* dock torde ha varit mest resistent — så småningom fullständigt sönderdelats, sättningar ha ägt rum i den överlagrande sanden, som slutligen sammantryckt diatomacéresiduet till en tunn strimma. Liknande förklaringssätt kan tillämpas för Innertavle-fyndet.

För att i någon mån söka pröva sannolikheten av ovan framställda hypotes om svämtorv som kiselguralstrare har jag underkastat ett från Sveriges Geologiska Undersökning bekommet prov av »tång» en undersökning i detta avseende. Provet var insamlat år 1868 av E. Erdmann i havssanden vid Barsebäck söder om Landskrona och visade sig bl. a. innehålla rester av *Zostera marina*. Ett tämligen luckert stycke härav av dimensionerna 3. 1. 1 *cm* förbrändes med konc. svavelsyra på vanligt sätt.[1] Det residuum, som härav erhölls, packades medelst en glasstav i ett cylindriskt glasrör med 5 *mm* diameter, varefter höjden av residuumpelaren mättes (2,2 *mm*). Tänkes denna volym utbredd och lika hårt packad på det ursprungliga torvstyckets yta 300 mm^2, erhålles ett skikt av c:a 0,14 *mm* tjocklek. Ett torvskikt av i runt tal 1,4 *m* mäktighet och samma luckra konsistens borde alltså förslå för bildandet av ett 2 *cm* mäktigt residuum.

Den mikroskopiska analysen av ovannämnda torvresiduum, som fullkomligt liknade naturlig kiselgur t. ex. genom att förete — utom hela diatomacéer — massor av diatomacéfragment samt enstaka små mineralkorn, utvisade, att även här förelågo diatomacéer, som samtliga äro att räkna till de epifytiska (se nedan sid.

[1] G. F. F. Bd 16 sid. 17.

154). En jämförelse av de olika bildningarna ger vid handen, att släktena *Cocconeis*, *Epithemia* och *Synedra* dominera såväl i Enköpingsfyndet som i tången från Barsebäck; Innertavlebildningen består till omkring 90 % av representanter för släktet *Epithemia* (incl. *Rhopalodia*). I detta sammanhang förtjänar att nämnas, att Teiling i en på *Zostera*- och *Characé*lämningar rik brunalgförande lera på Ekerö[1] funnit en diatomacéflora bestående av *Epithemia turgida* (ymnig), *Rhabdonema arquatum* och *Grammatophora marina* (vanliga) samt med enstaka *Diploneis interrupta*, *Coscinodiscus radiatus* och *Campylodiscus echineis*.[2] Av denna floras beståndsdelar äro de fyra förstnämnda epifytiska arter.

	Innertavle kiselgur (procent)	*Barsebäck* residuum efter »havstång» (procent)	*Enköping* kiselgur
Cocconeis Pediculus	1		c
— *Scutellum*		44	c
Diploneis interrupta			rr
Epithemia (Rhopalodia) gibba	3	1	
— — *Musculus*		0,5	
— *Sorex*	8	2	+
— *turgida*	79	22	ccc
Gomphonema sp.		2	
Grammatophora oceanica	2	8	rr
Hyalodiscus scoticus		6	
Mastogloia Smithii		1	
— — v. *lacustris*	3		
Melosira Borreri		1	
— *Jürgensii*	2		
Navicula humerosa			rr
— *peregrina*			rr
Rhabdonema arquatum		0,5	
Rhoicosphenia curvata		3	
Synedra affinis	2	9	c
— *pulchella*			c
S:a	100 %	100 %	

[1] G. F. F. Bd 31 sid. 58.

[2] Jfr även Cleves (hos Munthe) uppgift i G. F. F. Bd 32, sid. 52, att mycket allmänt uppträdande av *Epithemia turgida* antyder, att vattnet varit rikt på högre alger.

Den procentuella beräkningen av diatomacéerna i tabellen å sid. 154 är utförd genom individräkning (bortåt 200 individ räknade) på generalprov. Beträffande Enköpingslokalen citerar jag efter SERNANDER: ccc = ymnig, c = allmän, + = täml. allmän, rr = sällsynt).

Med framställningen av »konstgjord kiselgur» genom förbränning av »tång» har jag endast velat visa, att mäktigheten av de »svämtorvlager», som måste förutsättas för uppkomsten av de båda anförda kiselgurförekomsterna (Enköping och Innertavle), icke överstiger rimlig storleksordning.

Vid havsstränderna uppkastas som bekant ofta mäktiga tångbäddar, som kunna bli länge kvarliggande i skyddade vikar. Dessa tångbankar bestå av dels *Zostera*, dels olika slag av brunalger samt en och annan rödalg.[1] Tångvallarna äro enl. HOLMGREN underkastade en livlig förruttnelse, som tar sin början i bottenlagren och där under vissa betingelser kan övergå till gyttja. Då HOLMGREN betecknar gyttjan som ett slutstadium, »kulmen på sapropeliseringen», får väl detta anses gälla de processer, som utspelas på ett fatal år. Tångbankar ha säkerligen under stor del av Litorinatiden uppkastats vid baltiska havets kuster, även i sådant läge, att det bort kunna inbäddas i sand, och ännu större torde väl förutsättningarna ha varit för tång att nedsvämmas i sänkor på havsbotten och därpå överlagras av sand. Kända äro exempelvis *Fucus vesiculosus*, *Pylaiella litoralis*, *Sphacelaria racemosa* och (sannolikt) en *Polysiphonia* från ovannämnda lera på Ekerö 9,4 *m* ö. h. Marina *Potamogetoner*, *Ruppia*, *Zanichellia*, *Zostera* och *Characéer* m. m. äro kända från betydligt äldre lager. Icke desto mindre sakna de baltiska sandavlagringarna — möjligen med undantag för de allra yngsta, nära havsytan befintliga — så gott som alla spår av såväl »tånglager» som därav deriverad gyttja (se t. ex. S. G. U., Ser. C, n:r 180, s. 34).

Om man i glasrör förvarar havsalger, börja dessa redan efter någon dag att inträda i livlig förruttnelse. Det är väl sannolikt, att i tångbankarna först havsalgerna råka i förruttnelse. Detta i sin tur torde vara att tillskriva cellväggens kemiska beskaffenhet. Hos brunalgerna utgöres denna utom av cellulosa, som finns i mindre mängd, av pektinämnen (algin och fucin), som lätt utlakas av vatten och sannolikt lätt angripas av förruttnelsebakterier.[2] Förmodligen ryckas tidigt nog även de re-

[1] V. HOLMGREN, Bidrag till tångävjans ekologi, Bot. Not. 1921, sid. 49.

[2] H. KYLIN, Untersuchungen über die Biochemie der Meeresalgen. — Hoppe-Seylers Zeitschrift für physiologische Chemie 1915.

lativt resistenta *Zostera*bitarna med i sönderdelningen. Det verkliga slutresultatet blir, åtminstone om sönderdelningen får slutföras ovanför sjö- eller grundvattenytan, icke en gyttja utan *kiselgur*, bestående av kiseldelarna hos de organismer, särskilt diatomacéer, som levat epifytiskt på de tångbankarna konstituerande högre växterna.

Om en genetisk indelning av de kvartära bildningarna

Av

Gerard De Geer.

För att en indelning av de kvartära bildningarna ej blott skall stanna på papperet utan också hava utsikt att komma till allmän och bestående användning, måste den givetvis ute i naturen verkligen kunna tillämpas och lyckligt bestå de många skiftande prov, som bäst framträda vid en omfattande kartläggning.

Den i flera avseenden förtjänstfulla indelning, som år 1858 vid Sveriges Geologiska Undersöknings tillkomst på försök lades till grund för dess kartering av jordlagren, visade vid tillämpningen i fält efter hand naturligt nog behövligheten av vissa förändringar.

Förf. av dessa rader, som sedan 1878 deltagit i kartarbetena, sammanfattade sålunda för sin del — vid en år 1888 av tjänstemännen vid Undersökningen hållen diskussion — de önskemål som fältarbetena syntes honom påkalla och framlade med avseende på de kvartära bildningarna ett förslag till en genetisk huvudindelning med petrografiska och topografiska underavdelningar.

För denna indelning, som år 1893 användes på den geologiska jordartskartan över Hallands län,[1] redogjordes 1891 vid femte int. geol. kongressen i Washington, 1892 vid 14 natf.mötet i København och med avseende på de petrografiska underavdelningarna 1902 vid nord. natf. mötet i Helsingfors.

De två senare redogörelserna återgivas här nedan, den första under rubriken: A, från Köbenhavnsmötet 1892, den sista — i översättning från tyskan — kallad B, från Helsingforsmötet 1902. Vidare bifogas ett förut otryckt yttrande av förf. enligt proto-

[1] Fyra kartblad i skalan 1 : 100 000. S.G.U. Ser. C. N:o 131.

kollet över en andra år 1895 av dåvarande chefen för S.G.U. påbjuden diskussion mellan tjänstemännen.[1] Detta yttrande bär överskriften: C, från diskussionen å S.G.U. 1895.

Slutligen följer ett schema över den föreslagna indelningen, vilket upprättades år 1888 och här återges med högst obetydliga tillägg.

A, från Köbenhavnsmötet 1892.

Förslag till ett naturligt system för de kvartära bildningarna.

Geologien såsom vetenskap hade uppstått, då man fann, att de olika bildningar, av vilka jordskorpan består, förekomma i en bestämd ordningsföljd. Man hade därav föranletts att till tiden parallellisera motsvarande led i denna följd; och alltsedan hade den kronologiska klassifikationen varit så gott som allenarådande. Den vore emellertid ingalunda naturlig, då lagrens bildning varit kontinuerlig, och alla diskordanser måste vara mer eller mindre lokala, samt därför inga naturliga periodgränser verkligen kunna identifieras över större sträckor. Den kronologiska klassifikationen kan därför ej genomföras, så snart man vill fortgå utöver den första grova approximationen. Härpå hade arbetet vid de internationella geologkongresserna lämnat blott alltför tydliga bevis. Särskilt framstod på det skarpaste omöjligheten att för närvarande genomföra densamma, då det gällde de yngsta systemen och i främsta rummet det kvartära, emedan man därom numera känner för mycket för att kunna bibehålla den illusionen, att allt är väl beställt med tidsparallelliseringen inom detsamma.

Vid kartläggning hade man sålunda för till namnet kronologiska avdelningar i själva verket använt sådana av genetisk och petrografisk natur, i det t. ex. moränbildningar och vanliga flodbildningar, vilka var för sig säkerligen uppstått under loppet av hela kvartärperioden, liksom de fortfarande uppstå, dock uteslutande hänförts till var sin tidsavdelning. Flera exempel anfördes på, huru den kronologiska indelningen ofta tvingade den kartläggande geologen att göra våld på naturen, och det stundom mot sitt bättre vetande, då systemet ej utan större rubbningar i kartornas kontinuitet medgåve införandet av de ändringar i tidsgränserna, som tid efter annan betingas av vetenskapens framsteg.

Sedan flera år hade föredraganden därför arbetat på ett naturligt genetiskt system för de kvartära bildningarna och hade vid den sista geologkongressen i Washington haft den tillfredsställelsen, att

[1] Protokollet förvaras i S.G.U:s arkiv, varjämte alla elva deltagarna erhållit kopior.

tvenne av Förenta Staternas mest erfarna kvartärgeologer Th. Chamberlin och W. J. Mc Gee kommit till samma resultat och framlade var sitt förslag till en genetisk klassifikation av nämnda bildningar. För dessa förslag lämnades en kort redogörelse, varjämte hänvisades till kongressens förhandlingar. Härefter förevisades en tablå över föredragandens förslag, för vilket nu närmare redogjordes. Huvudindelningen vilade på genetisk grund, vilken är den enda, som lämnar naturliga och objektiva samt därför oföränderliga avdelningar. Varje genetisk huvudklass borde på kartorna erhålla en särskild färg. Däremot borde de petrografiska och topografiska underavdelningarna inom samma klass utmärkas, de förra med olika färgstyrka, avtagande med materialets grovlek, samt de senare med tecken. I de fall, då kronologiska bestämningar kunde göras, borde dessa betecknas med bokstäver, som — i mån av behov — efter hand lätt kunde ändras.

De åtta genetiska klasserna kunde hänföras till fyra olika grupper: I, moränbildningar, utgörande en särskild klass, som bildats genom landisens direkta verksamhet; II, vattensediment, med tre klasser bildade av: 1) älvar och sjöar som varit uppdämda av landis, 2) vanliga älvar och sjöar, samt 3) hav; III, luftsediment, med tre klasser, bildade 1) utan vindens tillhjälp såsom ras eller talusbildningar, 2) såsom vindsediment och 3) såsom fasta eruptionsprodukter; IV, magmabildningar, utgörande en klass av smält- eller slamflytande eruptionsprodukter.

Underavdelningarna inom flertalet av nämnda klasser tillhörande två skilda slag: A) petrografiska formationer och B) topografiska landformer. De förra voro dels a) mekaniska, såsom klapper, grus, sand, stoft och slam, dels b) biogena, såsom gyttja, torv och skalgrus, dels c) kemiska, såsom kalktuff, bleke och myrmalm. Landformerna åter vore uppkomna genom dels a) erosion och dels b) avlagring. Erosionsformerna indelas i: bergmärken, såsom refflor, jättegrytor etc.; residua, såsom frisköljda block och hällar; samt erosionsterasser. Avlagringsformerna äro dels ackumulationsterasser och dels vallar, såsom änd- och radialmoräner, åsar, strandvallar och dyner.

Färgen på de tecken, som utmärka ovannämnda landformer, bör helst, då det av ekonomiska och utrymmesskäl är möjligt, angiva den genetiska klass de tillhöra, formen åter i så fall endast den topografiska underavdelningen.

B, från Hälsingforsmötet 1902.

Förslag till indelning av klastiska jord- och bergarter.

De klastiska jord- och bergarterna hava i allmänhet behandlats ganska styvmoderligt av våra petrografer, troligen emedan deras huvudsakliga uppmärksamhet varit inriktad på de eruptiva bergarterna. Detta är väl också orsaken, varför mineralogiska indelningsgrunder, som egentligen borde vara avgörande endast för kristalliniska bildningar, ej sällan även de för de klastiska erhållit en enligt min mening olämplig användning och därigenom i sin mån bortskymt den för dessa bildningar naturliga indelningen. Ty vid närmare eftertanke torde väl ingen förneka, att mekaniska sediment i första rummet måste indelas och benämnas efter den mekaniska sortering som betingat deras uppkomst eller med andra ord efter kornstorleken; de kemiska likaledes efter sin kemiska sammansättning, som väl också måste bli avgörande för de biogena bildningarna, då ju dessa närmast kunna betraktas såsom ett särskilt slag av de kemiska. På sådant sätt vore det möjligt att för de klastiska sedimenten låta det ur genetisk synpunkt väsentliga fullt göra sig gällande.

Då det är vårt syftemål att utröna, under vilka förhållanden hithörande bergarter uppkommit, så måste dessa så långt ske kan indelas i överensstämmelse med motsvarande ännu icke stenvandlade jordarter, vilkas sammansättning och bildningssätt ju bäst och fullständigast kan utrönas.

Slutligen måste man försöka skaffa till stånd en indelning, som är så enkel och allmängiltig, att den har utsikt att vinna allmän anslutning, då endast därigenom tillfredsställande jämförelser mellan förhållandena i skilda trakter kunna möjliggöras. Detta hindrar dock ej, att man på skilda håll såsom underavdelningar kan använda växlande, mera komplicerade och för lokala behov särskilt avpassade indelningar.

Med avseende på jordlagrens mekaniska sediment har man i senare tid genom talrika mekaniska analyser erhållit en översikt av deras sammansättning, ehuru man i skilda länder tyvärr ej sällan använt så olika metoder och indelningar, att närmare jämförelser knappast kunna göras. Emellertid har man ofta i huvudsak följt den av de nordtyska geologerna införda, förtjänstfulla indelningen av finjordens kornstorlekar, vilken väl också med vissa

förenklingar har mesta utsikten att bli allmänt antagen. I Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar för 1887 föreslog jag sålunda, vid en petrografisk undersökning av en kritbergart, att man hos oss liksom hos tyskarna skulle begränsa kornstorleken grus (= Grand) till över 2 mm; sand (= Sand) till mellan 2 och 0.05 mm; stoft (= Staub) till mellan 0.05 och 0.01 mm och slam (= Schlamm) till under 0.01 mm.

Efter hand har jag senare funnit behövligt dels att indela sand i grovkornig, över 1 mm; medelkornig, 1—0.5; och finkornig under 0.5 mm; dels att sätta övre gränsen för grus till 1 cm, att avskilja ännu grövre material såsom klapper (= Geröll), vilken indelas i storklapper över 2 dm; medelklapper 2—0.5 dm och småklapper under 0.5 dm.

Emellertid är det icke nog att fastställa en lämplig och fullständig indelning efter storleken av sedimentkornen, emedan dessa i naturen nästan aldrig förekomma med varje storlek ens tillnärmelsevis sorterad för sig, utan i blandningar av mycket växlande sammansättning. Det är sålunda nödvändigt att därjämte fastställa en norm för indelning och benämning av sådana blandningar; och jag vill därför förslagsvis nämna de principer jag härvid sedan flera år följt vid mina föreläsningar.[1]

I motsats till hittills vanliga, mer eller mindre godtyckliga normer för indelningen av ifrågavarande blandningar, är huvudregeln att låta deras namn bestämmas av den rådande beståndsdel, det vill säga kornstorlek — eller för de kemiska och biogena sedimenten: den kemiska beståndsdel — som utgör mer än 50 % av blandningens vikt.

Dock även denna regel, vilken torde vara lika rationell som lätt att följa, då det gäller blandningar med blott två beståndsdelar, kräver, då dessa äro flera, närmare bestämmelser. Det har sålunda av flera skäl synts mig ligga närmast till hands att först avgöra om i en given blandning finjorden i sin helhet betraktad såsom en grupp (blandningsdel) eller å andra sidan grus + klapper, som gemensamt kunde kallas grovjorden, vore den rådande. Därefter fastställer man inom den rådande gruppen namnet på majoritetsblandningen; inom finjorden, som omfattar tre underavdelningar, betraktas först de två finaste eller stoft och slam tillsammans så-

[1] Vid Naturforskaremötet i Stockholm 1898 redogjorde jag inför ett antal skandinaviska geologer för nämnda principer och har haft den tillfredsställelsen, att en av dem K. O. Bjørlykke nyligen i ett arbete »Om Jordarternes Klassifikation» [Norges Landbrugshöjskoles Skr. N:r 1; Kristiania 1902, sid. 23—31], i det väsentliga upptagit min indelning, ehuru han i tillämpningen gått något för långt och delvis icke följt indelningsprinciperna.

som en grupp gent emot sanden, varefter den rådande gruppens kornstorlek bestämmer namnet, dock så att en stoftrik jordart kallas mjäla, av mjöl, och en slamrik lera.

Så vitt jag kan finna erhåller man på detta sätt naturliga och tillfredsställande benämningar på de skilda mekaniska sedimenten, emedan inom vart och ett av dessa, just på grund av bildningssättet genom sortering efter grovlek, till varandra gränsande kornstorlekar också till sin kvantitet måste komma varandra närmast och således den rådande kornstorleken i viss mån också måste representera de närstående. De bilda nämligen inom varje enhetligt sedimentparti en serie med avtagande kvantiteter åt båda håll från det medelgrova materialet, som betingats av strömstyrkan hos det vatten som avlagrade sedimentet.

Med hänsyn till metoden för de mekaniska analyserna gäller det, att för det grövsta, starkt växlande materialet använda raskt utförda uppskattningar, som lätt kunna upprepas på många ställen. Sålunda torde stenar, större än 0.5 m. i kvadrat, bäst bestämmas genom uppskattning och hopräkning av de skilda stenarnas tvärsnittsareal i procent av en uppmätt fyrkant på jordytan. Smärre stenar kunna uppskattas inom mindre fyrkanter i goda skärningar antingen omedelbart eller med polarplanimeter på fotografier; grus- och sandmängden bestämmes genom sållning, varvid ofta en omsorgsfull mätning i graderad glascylinder kan ersätta vägning; under det slutligen stoft- och slamkvantiteten bestämmes genom slamning, som väl för närvarande (1903) bäst utföres med SCHÖNES apparat.

Till bestämning av ej alltför omvandlade mekaniska sedimentbergarter använder man komparation med normalblandningar av skilda kornstorlekar, som representera gränsvärden mellan skilda jordarter, eller också med motsvarande fotografier i naturlig storlek.

C, från diskussionen å S. G. U. 1895.

Om tid eller bildningssätt såsom indelningsgrund för jordarterna i Sverige.

Vid Sveriges Geologiska Undersöknings uppkomst var det helt naturligt, att man även för underavdelningar av de kvartära bildningarna skulle försöka använda tiden såsom indelningsgrund, då ju detta alltid varit vanligt för större geologiska avdelningar, och då man ännu ej kunde på förhand känna de betydande svårigheter,

som efter hand visat sig vara förbundna med verklig tidsparallelisering — ej blott då det gäller större avdelningar, utan framför allt, då det är fråga om så obetydliga och omedelbart i varandra övergående bildningar som de glaciala och postglaciala.

Av den erfarenhet de gångna 40 åren lämnat synes framgå, att:

1) i alla de fall där den gamla indelningen verkligen kunnat genomföras, har den i själva verket icke — utom tilll namnet — varit grundad på tiden utan just på bildningssättet;

2) i ett fall, gällande nästan all sand (utom svämsand), har, i följd av omöjligheten att vid kartläggning åtskilja glacial och postglacial sand, till såväl tid som bildningssätt mycket skilda sandslag blivit hopslagna under det väl obestämda namnet »mosand» eller »sand», och således nästan all sand fått gälla såsom postglacial; det samma gäller nästan allt svallgrus, som alldeles utan avseende på bildningstid hänförts till »glaciala» bildningar;

3) slutligen har i ett enda fall, angående lera (utom svämlera) försök gjorts att genomföra en tidsindelning och åtskilja glacial och postglacial lera, eller varvig och åkerlera, men det torde numera vara uppenbart, att detta försök icke krönts med framgång, utan lett till ganska omfattande misstag.

I punkten 1) åsyftade bildningar äro:

Biogena bildningar: mosstorv, torvdy,[1] gyttja vilka alla blivit urskilda på grund av sitt organiska bildningssätt, utan att vid kartläggningen för varje fall kunnat undersökas, vilken bildningstid de tillhöra. De hava kallats för (yngre) postglaciala, men tillhöra skilda tider.

Vanliga älf- och insjöbildningar (sediment): svämlera, svämsand (vartill borde läggas: svämgrus). Även för dessa är det, som vid konturläggningen faktiskt iakttagits, alls icke bildningstiden utan uppkomstsättet, avlagring inom områden som kunna eller kunnat översvämmas av vanliga vattendrag med sött vatten. Såsom det vill synas hava stundom, utan någon bestämd regel, sankare belägna smärre partier av marina lager hitförts; ibland såsom i Skåne på grund av den vilseledande uppfattningen att, då de vila på torv, de måste vara mycket unga, och iföljd härav hava identiska marina lager i mell. Sverige ansetts såsom äldre och i Skåne såsom yngre postglaciala. Inga marina lager borde i min tanke betecknas såsom svämbildningar.

Glaciärälvs- och issjöbildningar rullstensgrus (åsgrus) (vartill borde läggas; vitåsand, åssand och vitålera). Till rullstens-

[1] Mosstorv och torvdy torde väl härefter såsom på kartorna i 1 : 200000 sammanslås såsom: torv.

grus hava ej sällan då för mycken vikt lagts vid grusets petrografiska beskaffenhet, hänförts bildningar från ganska olika tid, såsom verkligt åsgrus, strandgrus äldre och yngre, samt svämgrus. Den enda tillfredsställande norm för kartläggningen, som synes möjlig, är att dit hänföra endast bildningar ur av is uppdämda glaciärälvar (och sjöar), vilka således förutsätta andra hydrografiska förhållanden än de nuvarande.

Moränbildningar, (jökellera, jökelgrus). Även dessa hava alltid kartlagts blott på grund av bildningssättet, och det är svårt att inse, huru man i landets centrala delar skall kunna avskilja glaciala moränbildningar från postglaciala och ännu pågående.

Givet är att alla dessa och övriga geologiska bildningar av olika uppkomstsätt oavbrutet fortgått under hela kvartärperioden, ehuru ej alltid hela tiden på samma ställen. Ett tillfredsställande färgschema måste därför lämna tillfälle att betecka dem alla och att på alla ställen där det är möjligt angiva deras bildningstid. Då detta — särskilt med den ringa tid, som står till buds vid rekognosering — visat sig omöjligt att verkligen för varje kontur eller ens i regeln genomföra, synes det riktigare att å färgschemat direkt angiva, att bildningssättet är den indelningsgrund, som faktiskt blivit genomförd, under det bildningstiden, där den kan bestämmas, angives med bokstäver.

Man behöver då ej fastläsa färgernas användning vid den tidsindelning, som för ögonblicket kan synas tjänligast; och det bör framhållas, att ganska olika åsikter funnits och finnas om den tidpunkt, som lämpligast bör begränsa den glaciala tiden från den postglaciala. Förändras nu den av Sveriges Geologiska Undersökning omfattade åsikten i denna fråga, så kommer antingen kontinuiteten hos kartorna att rubbas, så att senare kartblad ej komma att överensstämma med eller kunna sammansättas med äldre; eller också är man av färgschemat — såsom ofta hittills — bunden att fortsätta med en indelning, som man vet är olämplig, oriktig eller blott på papperet möjlig att genomföra.

Med bildningssättet erhåller man för färgindelningen en objektiv indelningsgrund, som aldrig behöver förändras; och med bokstäver för tidsbeteckningen erhåller man möjligheten att — allt efter utvecklingen av våra kunskaper — ändra denna utan att vara hindrad av eller behöva rubba kontinuiteten i kartornas utseende och färgbeteckning. Man blir även i tillfälle att vid behov beteckna nya tidsgrupper utom g (glaciala) och p (postglaciala), såsom exempelvis a (Ancylusbildningar).

Särskilt må framhållas, att i punkten 1) åsyftade bildningar ej

mindre än 10 av samtliga de 12 lager, som enligt det å provkartorna använda färgschemat över huvud skulle komma att utmärkas med skilda färger.

I själva verket har man därför redan för de allra flesta jordslagen uteslutande använt bildningssättet såsom indelningsgrund, och vid konsekvent övergång till denna, behövde man därför i det övervägande flertalet fall icke göra några nämnvärda förändringar i rekognoseringssättet, endast i färgschemat och färgernas användning angiva den indelningsgrund som i fältet faktiskt blivit följd.

Vad angår punkterna 2) och 3), eller återgivandet av sediment: lera, sand och grus, vilka icke blivit avsatta av de vanliga vattendragen såsom svämbildningar, så hava hittills i nämnvärd omfattning försök att skilja glacialt från postglacialt blivit gjorda blott med avseende på leran. Men då man även vid västkusten träffar för bildningstiden upplysande fossil endast i ytterst få fall, jämfört med de sträckor, som måste kartläggas, så har följden blivit den, att man vid konturläggningen i regeln varit hänvisad uteslutande till lerans utseende. Detta är vid västkusten, der varvighet oftast saknas, för glacial och postglacial lera så lika, att de vid kartläggning i min tanke ej kunna åtskiljas. I östra Sverige låter det sig göra i de tämligen få fall, då oförvittrade lager träffas i skärningar o. d., men de lager som skola kartläggas, och som gå i dagen, hava i regeln genom vittring undergått så likartade förändringar, att de lika litet här kunna åtskiljas.

Vad man kartlagt såsom postglacial (åker-) lera, har i själva verket varit vittringsprodukter av såväl postglacial som glacial lera; och den senare har endast markerats i dagen i de få fall, då den varit föga vittrad (exempelvis i skärgårdarna).

Detta har ingalunda lett därtill att giva något ökat värde åt de för övrigt nästan uteslutande efter bildningssättet uppgjorda kartorna. Tvärtom hava i stora trakter, säkerligen betydligt mer än 100 □-mil, inom delar av Vester- och Östergötland, Närike, Uppland och Södermanland samt även Småland, leran i följd av omöjligheten att endast efter dess utseende bestämma bildningstiden, blivit betecknad såsom postglacial, oaktat det numera är visat, att inom nämnda trakter i postglacial tid ej funnits något hav eller annat vatten, som kunnat avsätta leror i sådant läge.

Samma anmärkning gäller mosanden och detta i ännu större omfattning, då här svårigheten att åtskilja glacialt och postglacialt varit så pataglig, att man såsom ovan framhållits nödgats sammanslå snart sagt all sand (utom svämsand) under benämningen postgla-

cial. Allt svallgrus har likaså fått gå under rubriken glacialt, även då det förekommer ända nere vid den nuvarande havsytan, emedan någon tidsgräns ej heller för detta varit möjlig att uppdraga.

Tillämpas nu i stället även i dessa fall — i överensstämmelse med alla de övriga, för vilka tidsindelning aldrig blivit försökt — indelning efter bildningssättet, så reduceras svårigheten från faktisk omöjlighet till att utan nämnvärda olägenheter kunna genomföras. All i havet avsatt lera erhåller nämligen då samma färg, likaså all marin sand, och om man verkligen tror sig om att med särskild kontur avskilja det marina gruset från å ena sidan sanden, å den andra jökelgruset, skulle svall- eller bättre strandgruset även få en färg, varemot jag för min del av rent praktiskt-kartografiska skäl i stället förordat endast tecken för strandgruset.

Rekognoseringsregeln för kartläggningen av de marina lagren till skillnad från övriga kunde bliva kortfattad och lätt att följa:

a) ovan den marina gränsen, som redan är bestämd på ett ganska stort antal punkter inom landets skilda delar samt vid behov lätt nog kan kompletteras, lägges all lera, sand och grus såsom glaciärälvs[& sjö]bildningar, då de ej tillhöra de vanliga, av is icke uppdämda, vattendragens översvämningsområden, eller med andra ord ej som vanligt avskiljas såsom svämbildningar.

b) nedom den marina gränsen lägges all lera, sand och grus såsom marin, då man saknar särskilda skäl att antaga annat bildningssätt. Naturligtvis urskiljas även här alla svämbildningar liksom hittills. Åsgruset likaså. Som inom de marina områdena knappast någonstädes (möjligen rent undantagsvis i Skåne) träffats någon till bildningssättet supramarin glaciärälvs[& sjö]lera, torde hela risken av ovannämnda kartläggningsregel komma att inskränka sig till: möjligheten av att inom det faktiskt av havet en gång övertäckta området något till åsbildningen hörande sandparti kunde komma att betecknas såsom marint, ifall sådan sand inom det marina området skulle gå i dagen men förbises.

Härvid bör erinras, att sådan sand ej heller förut varit urskild eller ens med det gamla färgschemat kunnat urskiljas, vilket nu blir möjligt och ovan den marina gränsen alltid genomfört.

I intet fall skulle den nya kartans beteckningar för marint sediment lämna oriktiga antydningar om havets forna utbredning, då de ju aldrig förekomma därutom.

För övrigt har det av de senare årens sammanställningar på det mest påtagliga sätt visat sig, att, med mycket få och obetydliga

undantag, snart sagt all sand och lera äro bundna till områden, som ligga något under den marina gränsen, och att därför deras ojämförligt övervägande huvudmassa är marin. Det är blott i mycket enstaka fall, såsom vid Hässleholm och vid Stenshuvud, varest marin och supramarin sand komma i kontakt med varandra och där således gräns behöver uppdragas, antingen de direkt kunna särskiljas, eller de erhålla den marina gränsen till kontur. Sådána rena undantag torde därför vara utan betydelse, jämförda med den genomgående regeln, att sedimentet upphör redan ett stycke under den marina gränsen, och att därför kontur mellan marint och supramarint ytterst sällan kan förekomma.

På helt annat sätt skulle det ställa sig, om man ville beteckna allt sediment nedanför den postglaciala gränsen såsom postglacialt. Väl funnes den likheten mellan bägge fallen, att, ovan vardera gränsen, man vore säker att icke träffa dithörande marint sediment. Men däremot funnes den högst väsentliga skillnaden, att nedom den postglaciala gränsen sediment av bägge slagen utan tvivel på massor av ställen skulle gå i dagen i omedelbar kontakt med varandra, och huru då skilja dem? Ty det saknas alldeles skäl att antaga, att det postglaciala sedimentet, i rak motsats mot det strax ovanför liggande glaciala, skulle bilda ett sammanhängande täcke. Tvärtom framgår det redan av de talrika konturerna för i dagen gående berg och jökelgrus, att även det postglaciala sedimenttäcket har otaliga hål, genom vilka tydligtvis även mycket glacialt sediment måste gå i dagen. Om nu allt detta skulle undertryckas, och, då det faktiskt ej kan vid kartläggning urskiljas från det postglaciala, skulle sammanslås med detta, då stode man ju på samma punkt och hade icke kunnat genomföra tidsindelning.

Ytterligare finnes den stora skillnaden, att då det glaciala marina sedimentet endast i mycket enstaka undantagsfall skulle komma i kontakt med supramarint, enär ju i regeln allt sediment upphör redan nedanför den marina gränsen, så äro vid den postglaciala gränsen åter förhållandena i högsta grad olika, Som nämligen sistnämnda gräns framgår nere på slätter, vilka just uppkommit genom avlagring av glacialt sediment, skulle man snart sagt överallt utmed den postglaciala gränsen nödgas draga rent teoretiska konturer mellan det, som skulle få gälla såsom glacialt och postglacialt.

Genom ett sådant förfaringssätt skulle man tydligen icke hava löst knuten, utan blott avhuggit den genom att göra våld på naturen, då man ju fortfarande icke kan åtskilja själva de glaciala och postglaciala sedimenten utan endast motsvarande havsområden

i stort. Men detta är ju en uppgift, som vida bättre och korrektare kan tillgodoses genom översiktskartor, där man ej behöver låta detaljkonturer uttrycka annat än vad färgschemat angiver.

För övrigt torde det knappt behöva nämnas, att jag ur rent teoretisk synpunkt anser det vara av största intresse, att de glaciala och postglaciala sedimentens utbredning och inbördes lagringsförhållanden, så ofta det verkligen låter sig göra, noga utforskas och, med bokstäver, å kartan angivas, men detta är en helt annan sak, än att med tidsfärg beteckna såväl fåtalet till tiden bestämbara som flertalet alldeles obestämbara konturer och därmed bortblanda och undandölja direkta och för framtida undersökningar värdefulla iakttagelser bland massor av godtyckliga beteckningar. Likaså är det tydligt, att jag — i olikhet med å ena sidan Sveriges Geologiska Undersöknings hittillsvarande uppfattning och å den andra den, som omfattats av Munthe och Nathorst — för min del även hyser den åsikten, att den teoretiska gränsen mellan glacial- och postglacialtiden bör förläggas till tidpunkten för den postglaciala, intramarina höjningens maximum, då jag ju själv framställt denna åsikt. Däremot är jag bestämt övertygad om, att även denna teoretiskt viktiga tidsgräns alls icke kan användas såsom norm för konturläggning.

Även om det vore aldrig så önskligt, är det i själva verket lönlöst att ens diskutera frågan härom, då det oaktat fleråriga försök icke lyckats att påvisa och bestämma den postglaciala gränsen annat än i landets allra sydligaste del eller inom knappt 2 av 11 breddgrader. Detta beror bland annat och ej minst därpå, att endast inom den sydligaste delen den postglaciala gränsen är belägen på så jämna och öppet liggande slätter, att själva gränsstrandlinjen, oberoende av lokala förhållanden, kunnat utbildas så väl, att den från de övriga kan urskiljas. Detta synes icke vara fallet inom landets övriga delar; och såsom exempel därpå må framhållas själva norra Bohuslän, eller den del av hela landet, som är ojämförligt rikast på postglaciala fossil. Det oaktat har det varit mig lika omöjligt att ens där kartografiskt åtskilja glaciala och postglaciala lager, som att ens kunna påvisa gränsen för de senare. I de smala trånga dalarna finnas sällan strandvallar och då de finnas äro de rent lokala, så att ej minsta utsikt synes finnas för att påvisa själva gränslinjen.

Ännu svårare blir detta naturligtvis inom de vidsträckta trakter, där få eller inga fossil finnas. Allra betänkligast är emellertid, att det ännu är oavgjort, huruvida någon utpräglad postglacial gränslinie överhuvud existerar inom det skandinaviska

områdets centrala delar, eller huruvida höjningen här fortgått oavbruten, under det oscillationerna endast varit periferiska.

Att under så ovissa förhållanden grunda ett helt kartverks för långa tider avsedda färgindelning på den postglaciala gränsen, vore i min tanke ett alltför äventyrligt experiment, som man snart skulle få ångra. Att såsom nödfallsåtgärd tillgripa den minimihöjd, till vilken för varje trakt säkra postglaciala bildningar påvisats, låter sig alls icke göra, på den grund att sådana minimisiffror äro rent tillfälliga och tydligtvis ej kunna beteckna punkter av ett och samma, regelbundet upplyftade plan, varför interpolation med isobaser naturligtvis ej kunde ifrågakomma. De nivåer som i sådant fall skulle få för tillfället gälla såsom norm för färgernas fördelning på kartan — såväl vid de sällsynta, oregelbundna minimisiffrorna som i de stora trakterna mellan dessa — bleve därför ytterst godtyckliga; och det behövdes blott ett enda nytt fynd av postglaciala fossil på högre nivå för att bjärt belysa det oriktiga i en sådan indelning. Man hade då att välja mellan att för sambandet med föregående kartblad bibehålla den gamla, för oriktig bevisade nivån, eller att helt tvärt övergå till en ny, högre, men lika osäker och godtycklig nivå. Vid närmare eftertanke torde nog ingen vilja fasthålla en sådan indelning.

Till sist vill jag erinra därom, att den marina sanden och leran äro de enda 2 bildningar av de på det nya schemat upptagna 12, för vilka det ens ifrågasatts att försöka en tidsindelning. Då jag nu tror mig hava påvisat, att en sådan ej ens för dessa två är möjlig att genomföra vid kartläggningen i fältet; och då det varken gjorts något som helst framgångsrikt försök att genomföra en sådan indelning och ej heller framlagts någon genomtänkt plan för en sådan, anser jag det för min del i högsta grad önskligt, att ur färgschemat borttages en tidsindelning, som endast finnes på papperet, och att det uttryckligen angives, att den indelning vi hittills följt och, med obetydliga förändringar i sak, även framdeles böra följa i verkligheten avser bildningssättet.

Efter den diskussion, vid vilken ovan anförda förslag framlades, förenade sig tio av de elva deltagarna om ett motiverat uttalande, som livligt tillstyrkte övergång från den förutvarande tidsindelningen till den föreslagna genetiska indelningen av de kvartära bildningarna.

Som nu sedan dess ett trettiotal år förflutit, utan att någon anledning yppat sig att i något avseende ändra den föreslagna indelningen, har detta synts förf. vara ett så pass betecknande vittnes-

börd om den genetiska indelningens objektiva natur, att den ursprungliga motiveringen ordagrant återgivits. Tyvärr är det här icke tillfälle att belysa de oupphörliga förändringar, som mera subjektiva indelningar varit underkastade, men: spåren avskräcka.

Anmärkningar till schemat över de kvartära bildningarna.

Såsom ovan framhållits åsyftar schemat, att varje naturlig, genetisk grupp, således alla beteckningar på samma rad för både formationer och landformer, utmärkes genom samma eller likartad färg, det senare för de biogena och kemiska formationerna.

Bland de skilda grupperna må särskilt framhållas dels landisbildningarna, som lämnat materialet till de övriga, dels havsbildningarna, vilka såsom belägg för den genomgripande skillnaden mellan land och hav och en mägd därav beroende frågor böra skarpt avskiljas från vanliga insjöbildningar inom lokala, slutna bäcken. Då det är massförflyttning inom olika genetiska media, som betingar uppkomsten av självständiga nya bildningar, vilka kräva motsvarande namn, böra till dem ej räknas skilda jordarters mer eller mindre utpräglade vittrings- eller urlakningsskorpa in situ. Såsom avskräckande exempel kan erinras om de vilseledande förväxlingar, som uppkommit därigenom att man under det intetsägande namnet »åkerlera», definierad med rena vittringskaraktärer, sammanslog vittrad ishavs-, östersjö- och moränlera, under det man trodde sig urskilja en enhetlig bildning.

Materialets petrografiska beskaffenhet och särskilt grovleken av det mekaniska sedimentet betecknas allt efter avtagande kornstorlek med avtagande färgstyrka, så att stenigt och grusigt material, oberoende av bildningssätt och färg, framträder genom sin mörka ton och däremot lera genom sin ljusa. Vid indelningen efter materialets grovlek, få gränserna icke bestämmas blott å laboratoriet efter än så behjärtansvärda önskemål, vare sig agrogeologiska, forstliga eller geotekniska. Man må blott tänka sig ett försök att med en artificiell laboratoriegräns uppdela den i naturen synnerligen enhetliga, vidt utbredda mjäla-loessgruppen. Om man icke först utröner och rättar sig efter den i naturen faktiskt förekommande fördelningen, så kan indelningen aldrig genomföras.

Å schemat angivas inga tidsbeteckningar, utan, där sådana kunna göras, utmärkas de genom bokstäver, som i mån av behov och utan förändring av kontinuiteten mellan äldre och nyare kartor lätt kunna ändras.

Notiser.

Den baltiska issjöns tappning och nivåförändringarna.

Av

ERNST ANTEVS.

Genom omständigheternas makt blev min just publicerade uppsats om Nordens senkvartära nivåförändringar[1] i ett par avseenden föråldrad, redan innan den gick i press. Därför må i korthet framhållas, i vad mån de av G. LUNDQVIST[2] och W. RAMSAY[3] offentliggjorda sakförhållandena förändra mina siffror, liksom huru de synas bestyrka mina åsikter.

Sedan LUNDQVIST lyckats bestämma den för förståelsen av nivåförändringarna särdeles viktiga tappningen av den baltiska issjön vid Billingens nordända till 17 *m*, har en ny minimisiffra erhållits för sydöstra Östersjöns höjdläge i äldre finiglacial tid. Då Darsser Schwelle mellan Falster och tyska fastlandet når ett djup av 18 meter, så låg nämligen denna vid tidpunkten i fråga minst 17 + 18 = 35 *m* högre än nu. Sitt högsta sen- och postglaciala läge intog Nordtyskland sannolikt vid tiden för befrielsen från istäcket, men det föreligger inga hållpunkter för beloppet.

Den av mig uttalade förmodan, att den markerade strandlinje i södra Finland, som av RAMSAY tolkats såsom marin gräns efter issjötappningen, snarare är en finiglacial transgressionsgräns, synes vinna i sannolikhet genom RAMSAYS och LUNDQVISTS nya siffror. — Vid Billingens nordända bestämde LUNDQVIST den baltiska issjögränsen till c:a 149 *m* höjd, den marina gränsen till 132 och den finiglaciala till 117—119 *m*. Nivåskillnaden mellan de baltiska och finiglaciala gränserna är följaktligen 30—32 *m* och mellan de marina och finiglaciala 13—15 *m*. — Vid Karlsborg ligger baltiska gränsen vid 153[4] och den finiglaciala vid 118—123 *m*.[5] Skillnaden i nivå är 30—35 *m*. — På inre Salpausselkä fann RAMSAY vackert

[1] E. ANTEVS, Stockholm, Geol. Fören. Förhandl., Bd 43, 1921, ss. 642—652.
[2] G. LUNDQVIST, Ibidem, Bd 43, 1921, ss. 381—385.
[3] W. RAMSAY, Ibidem, Bd 43, 1921, ss. 495—497.
[4] H. MUNTHE, Geol. Fören. Förhandl., Bd 32, 1910, pl. 47.
[5] Siffror: H. HEDSTRÖM, Sveriges Geol. Unders., Ser. C, No. 188. Tolkning: G. LUNDQVIST l. c.

utbildade strandlinjer, som han tolkar såsom marin gräns, 31—34 *m* under baltiska issjögränsen, och (något norr om Salpausselkä) andra terrasser, enligt RAMSAY betecknande avbrott i tappningen av issjön, c:a 12—13 *m* ovan de just nämnda. — RAMSAY och LUNDQVIST kunna naturligen ej båda ha rätt, och LUNDQVISTS tolkning av strandlinjerna har tvivelsutan sannolikheten på sin sida. Sålunda synes RAMSAYS »marina» gräns bättre uppfattas såsom finiglacial gräns och hans sämre utbildade terrasser såsom marin gräns efter tappningen. Om siffror förelåge från punkter bättre motsvarande varandra i förhållande till tappningen, skulle överensstämmelsen tvivelsutan vara ändå större.

New York 1 febr. 1922.

Några ord med anledning af Dr IVAR D. WALLERIUS' notis om auripigment från svensk fyndort.

Av

NILS ZENZÉN

Med anledning av det i ovan anförda notis (G. F. F., Bd 43, 1921, p. 671) lämnade meddelandet om ett uppgivet fynd av auripigment (»Rauschgelb») från Svartviks gruva i Svärdsjö socken, i samband varmed påminnes om den gamla uppgiften om förekomsten av samma mineral vid Rotendal i Älvdalen, vill jag omnämna, att jag i en för publikation på annat håll avsedd uppsats mera ingående behandlar spörsmålet om de förmenta fynden av ej blott auripigment, utan även arsenolit (Arsenikblüthe) vid svenska malmförekomster, men det kan kanske synas lämpligt att jag nu, då särskild anledning därtill givits, även i G. F. F. omnämner de resultat, som jag kommit till. Dessa äro:

1. Uppgiften om auripigment eller »Rauschgelb» från Rotendal härrör ursprungligen från DANIEL TILAS år 1737, ehuru den först år 1747 synes återfinnas i tryck, nämligen i J. G. WALLERIUS' bekanta Mineralogia. Det har visat sig, att TILAS därvidlag gjort ett i själva verket mycket förlåtligt misstag, i det att han kommit att felaktigt beteckna ett auripigmentliknande och uppenbarligen endast i helt ringa mängd förefintligt *zinkblende* såsom »Rauschgelb».

2. Den senast av G. FLINK för ett tiotal år sedan omnämnda »arsenoliten» från Löfåsen i Dalarne (Bidr. t. Sveriges mineralogi, 2, K. V. A., Arkiv f. Kemi, Bd 3, N:o 35, 1910, p. 42) har visat sig vara en vid »tillmakning» (eldsättning) nere i gruvan bildad sönderdelningsprodukt av arsenikkis och beskrevs såsom sådan redan år 1744 i K. V. A. Handl. av DANIEL TILAS.

3. I äldre samlingar förekomma dessutom prov av arseniktrioxid och såsom »Rauschgelb», »Auripigment» och »Realgar» betecknade produkter, som bildats vid rostningen i hyttan av arsenikkishaltig malm vid Löfåsens gamla silver- och kopparverk. Man hade därstädes på sin tid, t. ex. på

1760-talet, enligt TILAS t. o. m. en särskild arsenikhytta för tillverkning av arsenikföreningar.

4. Enligt vad prof. QUENSEL, som av Dr. I. D. WALLERIUS benäget beretts tillfälle att närmare undersöka det förmenta »auripigmentet» från Svartviksgruvan i Svärdsjö, haft vänligheten meddela mig, har det visat sig, att detta i verkligheten utgöres av *blyglete*. Lokaluppgiftens riktighet synes det däremot icke finnas någon anledning att draga i tvivelsmål; vid Svartviksgruvan i Svärdsjö lär nämligen bl. a. ha förekommit litet silverhaltig blyglans, och blygletet tyckes ju sålunda mycket väl kunna tänkas härröra från avdrivningen av det ur malmen erhållna silverhaltiga blyet. Att blyglete på detta sätt i gamla dagar kommit att betecknas såsom »Rauschgelb», är möjligen icke något enastående förhållande. Sålunda förvaras här på Riksmuseet ett ursprungligen såsom »auripigment» etiketterat prov av blyglete. Detta, som på sin tid hört till Sveriges Geologiska Undersöknings mineralsamling, är förmodligen gammalt, men saknar i så fall originaletikett, i det att den nuvarande etiketteringen ej ligger många årtionden tillbaka. Lokaluppgift saknas, och blygletet har en rätt starkt grönaktigt gul anlöpningsfärg, under det att Dr. WALLERIUS' prov, vilket prof. QUENSEL låtit mig se, är brungult anlöpt. Förövrigt äro emellertid båda proven synnerligen lika varandra, ej blott till sitt allmänna utseende och struktur, utan även till storlek. De passa dock ej tillsammans, och kunna på grund av färgolikheten ej heller antagas härstamma från samma stycke. Emellertid är det naturligtvis ej omöjligt, att de kunna vara från samma ställe och härröra från samma mineralsamlare, men därom är det givetvis omöjligt att uttala någon bestämd mening.

Riksmuseets Mineralogiska avdelning, Stockholm, febr. 1922.

Anmälanden och kritiker.

Svar

på d:r Bertil Haldens inlägg med anledning av min avhandling »Über die spätquartäre Geschichte etc.»

Av

UNO SUNDELIN.

Doktor B. HALDEN har i H. 5 Bd 43 av G. F. F. diskuterat och kritiserat vissa punkter i min 1919 publicerade avhandling »Über die spätquartäre Geschichte der Küstengegenden Östergötlands und Smålands». Huvudsakligen riktar sig Halden mot en del uttalanden, vari jag hyllat en från hans egen avvikande mening, medan jag beträffande avhandlingen i allmänhet får erkännandet att hava »förstått att på ett i stort sett lyckat sätt kasta nytt ljus över svårtolkade lagerföljder samt sätta nivåförändringarna i samband med vegetationens utveckling».

Inlägget motiveras av HALDENS oro, att vissa mina villomeningar — d. v. s. från hans egna avvikande — börjat citeras i den geologiska litteraturen och genom att åter och åter anföras hota att slå igenom. Kunde inte denna fara förutsetts och i tid förebyggts av d:r HALDEN? Ehuru det varit angenämare för mig, om jag fått ventilera de ifrågavarande spörsmålen, när min avhandling utkom, och de voro aktuella för mig på ett annat sätt än nu, då helt andra uppgifter upptaga min tid och mina tankar, vill jag ej undandra mig en diskussion, helst denna i vissa stycken, som HALDEN säger, rör sig om »för förståendet av de baltiska kusternas utvecklingshistoria betydelsefulla principiella frågor».

HALDEN skänker min med hans egen överensstämmande tolkning av de lerlagren mellanlagrande sand- och grusskikten sitt obetingade gillande, men han kan inte i allo dela min motivering. Jag har nämligen anfört frånvaron av alla vittringsfenomen i och under sand- och grusskikten som ett stöd mot oscillationsteorien. Här följer en diskussion, huruvida jag med »vittringsfenomen» menat »gul- eller rostfärgning på grund av limonitbildning» eller »blekjordsbildningar». Vad jag närmast torde haft i tan-

karna var blekjordsbildningar. Då dessa, som HALDEN själv säger, »äro kända för att ofta vara mycket resistenta», kan jag verkligen icke inse, att jag begått något fel genom att framhålla deras frånvaro som ett stöd gentemot oscillationsteorien. I Kalmarsundstrakten, där transgression av L-havet förekommit, har jag iakttagit vissa fenomen, som torde vara att hänföra till de nämnda vittringsföreteelserna: blekfärgad sand med sönderfallande stenar (»kavelbacke») under en mäktig litorinaavlagring. Frånvaron av vittringsföreteelser var ju f. ö. endast ett av de skäl, jag anförde mot oscillationsteorien. I en annan uppsats (Om en stenåldersboplats vid litorinagränsen i Östergötland, Rig 1920) har jag dessutom i vissa avseenden än utförligare motiverat min åsikt.

Huruvida HALDEN opponerar sig mot mitt från honom hämtade argument, att frånvaron av ett andra sandskikt »i viss mån» även talar mot oscillationsteorien, framgår ej klart — jag förmodar, att det icke är meningen. Vad som däremot är tydligt, är HALDENS missbelåtenhet med min »polemiska not» i ämnet. Som ett uppmärksamt genomläsande av denna torde ge vid handen, är emellertid noten ifråga knappast avsedd att vara polemisk utan utgör fastmer ett av mitt eget klarhetsbehov förestavat utredande av förhållanden, som i HALDENS framställning icke erhållit en för min begränsade fattningsgåva klargörande formulering. Det är ju också möjligt, att det finnes en eller annan, för vilken mitt lilla påpekande icke såsom för HALDEN innebär »självklara sakförhållanden». Hur nu än förhåller sig med den saken, vare det mig fjärran att vilja göra HALDEN »äran» stridig att hava upptäckt, att distala strandgrusskikt kunna utebli i en lagerföljd! Som av ordalydelsen (»es scheint *a priori* gegeben» . . .) i mitt uttalande framgår, var detta en sak, som *jag* fann självklar och alltså alls inte kunde vara föremål för några ärofulla upptäckter. Eftersom saken emellertid icke är påpekad i det sammanfattande kapitlet rörande dessa frågor i HALDENS arbete utan endast finnes omnämnd en passant i den speciella delen, kan upptäckten lätt nog förbises, något som jag — f. ö. utan alltför stort skuldmedvetande — bekänner mig skyldig till.

HALDEN uppger i sin gradualavhandling L. G. i Bergsjö s:n i Helsingland till »minst 114 m.» ö. h. Han hänvisar härvidlag (jämte till en diatomacétabell i avhandlingen) till en uppsats i ämnet i G. F. F. 1916, varest han närmare redogör för sitt bestämningsförsök. Av denna uppsats framgår, att emedan HALDEN icke funnit några spår av brackvattensdiatomacéer i en tjärn, belägen 115 m. ö. h., medan sådana — nämligen *Mastogloia elliptica* — sällsynt iakttagits i en 500 m. därifrån avlägsen tjärn, belägen 113 m. ö. h., anser han sig kunna fixera L. G. i trakten till »c:a 114 m. ö. h.» HALDEN förargar sig nu över, att jag vid omnämnandet (i indirekt form) av denna bestämning råkat utelämna »c:a» framför siffran 114. Eftersom emellertid gränsen säges ligga under 115 men över 113 m. ö. h. (dessa siffror äro även hos HALDEN utan något »c:a»), kan det ju tyckas tämligen oväsentligt, om siffran 114 får ett »c:a» eller ej i sällskap. Att inte därför avses precis på centimetern eller millimetern 114 m., är ju en självklar sak. Nog tycks att vi kunde finna några viktigare ämnen för diskussion! — Att även *Mastogloia Smithii v. amphicephala* i en av gradualavhandlingens diatomacélistor uppges såsom sällsynt förekommande i tjärnen å 113 m., bryter icke udden av min lilla kritik angående lämpligheten att lägga *Mastogloia*-arterna till grund för en fixering av L. G.

Ej heller att diatomacéerna ifråga till art- och individantal successivt avtaga ovan clypeusgränsen. Jag vidhåller alltjämt, att det är ytterst svårt och vanskligt att på grundval av de högsta, sällsynt uppträdande *Mastogloia*-arterna fastställa en Mastogloia-litorinagräns (se f. ö. längre fram). HALDENS mer svävande uttryck »minst 114 m» rörande höjden av L. G. igradualavhandlingen tyder möjligen på, att han själv numer är något osäker om saken.

Min metod att, där isoleringskontakten (I. K.) framträder ute i fältet, taga för diatomacéundersökning avsedda prov från det baltiska sedimentet, omedelbart under kontakten — ej som HALDEN ett generalprov från kontaktzonen, varigenom enligt min mening i vissa fall en felbestämning kan tänkas ske, på grund av att en del svagare brackvattensformer. såsom just *Mastogloia elliptica* under värmetiden undantagsvis förekommit även i insjöar — ger HALDEN anledning att ställa till mig kuggfrågan: »Hur kan SUNDELIN egentligen veta, var I. K. ligger?» Jag behöver endast kasta frågan åter till sin framställare: Hur kan HALDEN det? I HALDENS gradualavhandling s. 15 säges nämligen bl. a. att: »*lagungyttjans direkt i fält urskiljbara övre begränsningsyta inom ett bäcken*[1] är samtidigt utbildad . . . Dess kontakt mot överliggande sötvattensgyttja, 'isoleringskontakten', motsvarar sannolikt den tidpunkt, då passpunkten höjts över havets högvattensnivå». Denna isolering har också medfört en förändring i sedimentationen, ej blott med hänsyn till det mikroskopiska fossilinnehållet utan också i många fall ifråga om makroskopisk beskaffenhet och utseende. Lagungyttjorna äga ju sålunda, som också HALDEN framhållit, ofta en karakteristisk gulgrön eller grågrön färg, under det att insjögyttjan ej sällan med brunaktiga färgnyanser tvärt överlagrar lagungyttjan. En hastig bläddring i HALDENS gradualavhandling har också övertygat mig om, att HALDEN själv ofta — i överensstämmelse med sitt nyss citerade uttalande i gradualavhandlingen, men i motsats till vad som säges i det polemiska inlägget — iakttagit en i fältet urskiljbar gräns mellan lagun- och insjögyttjan. — En annan sak är, att man naturligtvis ej med någon absolut visshet kan veta, att den förmodade I. K. också är den verkliga. Detta får givetvis den senare mikroskoperingen avgöra. Härav hindras emellertid på intet vis den av mig förordade och använda metodens praktiska tillämpning. Provtagning kan och bör naturligen också ske i såväl den förmodade kontakten, som i gyttjan däröver. Risken att ej få med de yngsta baltiska sedimenten blir sålunda ingen — endast tillförlitligheten blir större. Är nu detta en »*circulus in demonstrando*»? — Att kontakten understundom är »maskerad» känner jag väl. Då får naturligen den mikroskopiska analysen ensam fälla utslaget. I realiteten, tror jag, ha HALDEN och jag tillämpat tämligen likartat förfaringssätt. Vad jag emellertid i motsats mot HALDEN gjort gällande och alltjämt vidhåller, är det s. a. s. principiellt oriktiga i att grunda »litorinagräns»bestämningar på diatomacéutslaget i generalprov från isoleringskontakten. Menar man med »litorinagräns» clypeusgränsen, är visserligen risken även enligt den HALDENska metoden så gott som ingen, då *Campylodiscus clypeus* så vitt känt aldrig levat i våra insjöar. Om man åter med »litoriagräns» avser mastogloiagränsen, finnes där en viss risk, eftersom *Mastogloia*-arter av ifrågavarande slag anträffats även i otvivelaktiga insjögyttjor.

---

[1] Kurs. av mig.

Härmed är jag framme vid frågan om litorinagränsens identifiering med clypeusgräns eller mastogloia-gräns eller ev. med ingendera. I praktiken synes HALDEN hava valt detandra alternativet, teoretiskt åter omfattar han det sist nämnda. Han formulerar nämligen — i överensstämmelse med tidigare FRITZ JONSSON — sin uppfattning av begreppet L. G. så: »L. G. är inom ett visst område den i nutiden högst belägna nivå, till vilken Baltikum nått, räknat från den tidpunkt, då dess vattenyta till följd av den postglaciala landsänkningen bragtes i nivå med Atlanten, sålunda *oavsett huruvida vattnet i Baltikum vid denna sin maximinivå var sött, bräckt eller salt*[1] samt oavsett, huruvida denna högsta nivå uppnåtts tidigare (såsom i norra och mellersta Baltikum, där ingen säker sänkning konstaterats) eller senare (såsom i södra Baltikum, där ifrågavarande strandlinje nåddes vid sänkningens maximum».

Såvida den hävdvunna uppfattningen rörande Östersjöns utvecklingshistoria i huvudsak är riktig, är ju ingenting att anmärka på denna ståndpunkts *teoretiska* berättigande. Som bekant har emellertid nyligen (ANTEVS 1917) gjorts gällande, att Ancylussjön befunnit sig i nivå med Atlanten. Om så tilläventyrs varit fallet, undras just var HALDEN i enlighet med sin definition vill lägga L. G.?

Men även om den nämnda uppfattningen icke skulle ha någon grund för sig, torde ett fixerande av L. G. i överensstämmelse med den Jonsson-Haldenska definitionen stöta på oöverstigliga praktiska svårigheter. Hur skall man nämligen inom den norra och troligen även mellersta delen av vårt land, där med all säkerhet ingen transgression av L-havet förekommit och följaktligen inga transgressionsvallar e. d. kommit till utbildning, kunna bestämma en L. G. »oavsett huruvida vattnet i Baltikum vid denna sin maximinivå var sött, bräckt eller salt»? Med diatomacéernas hjälp lär det inte vara möjligt. Till dess HALDEN lärt oss, hur detta skall ske, lära vi beträffande den av transgression ej drabbade delen av vårt land vara hänvisade till den av HALDEN själv liksom av mig o. a. använda metoden att söka fastställa den högsta nivå, vartill L-havets om bräckt vatten vittnande organismer nå — vare sig man bestämmer sig för *Mastogloia*-arter eller *Campylodiscus clypeus.*

Som av det sagda torde framgått, överensstämmer HALDENS identifiering av mastogloiagränsen med litorinagränsen näppeligen med hans teoretiska ståndpunkt i frågan. Vidare finnes en möjlighet till felbestämning av mastogloiagränsen, på grund av att ifrågavarande *Mastogloia*-arter under värmetiden förekommit även i vissa insjöar (åtminstone om man använder HALDENS »generalprovmetod»). Och slutligen är, som jag påpekat, och som jag ej kan finna att HALDEN vederlagt, en fixering av mastogloiagränsen på grund av *Mastogloia*-arternas oansenlighet och fåtalighet i de baltiska avlagringarna å högre nivåer mycket vansklig.

Att däremot en clypeusgräns i allmänhet utan svårighet kan fastställas medgives även av HALDEN. Min identifiering av clypeusgränsen och litorinagränsen förklaras emellertid vara mindre vetenskaplig än HALDENS identifiering av mastogloiagräns och litorinagräns. — Att de på högre nivåer än *Campylodiscus clypeus* uppträdande *Mastogloia*-arterna, när de träffas i baltiska avlagringar, verkligen ange, att bräckt vatten börjat upp-

[1] Kurs. av mig.

komma i Baltikum, är ju något, som jag själv framhållit (Über die spätquartäre etc. s. 207). Jag tillskriver dem liksom »die nun verschwindende *Eunotia Clevei* und die nun auftretende *Nitschia scalaris*» ett övergångsstadium mellan Ancylussjön och Litorinahavet. — Även om minimisiffran för *Campylodiscus clypeus*' saltkrav måhända snarare bör sättas till 1 än till 1/2 pro mille,[1] avspeglar clypeusflorans första uppträdande tydligen likafullt den första invandringen av en egentlig litorinal flora, eftersom »*Campylodiscus clypeus* so gut wie überall diejenige Brackwasserart ist, die — abgesehen von den *Mastogloien* — am höchsten reicht» (l. c. s. 203). Under clypeusgränsen träffas däremot vanligen med ens ett flertal andra verkliga brackvattensdiatomacéer, ofta i stor individrikedom, visande att Baltikum nu blivit ett inhav med bräckt vatten.

Jag vågar tro, att mitt fixerande av det egentliga Litorinahavets inbrott till clypeusflorans uppträdande (med klart angivande av att en begynnande saltningsprocess dessförinnan börjat) är fullt ut lika vetenskapligt och välgrundat som HALDENS åsikt, att samma hav har tagit sin början i och med de sporadiskt uppträdande *Mastogloia*-arterna. Detta så mycket mer som HALDENS av begynnande sälta karakteriserade »praktiska Litorinahav» näppeligen kan ha gjort sitt inträde samtidigt som hans — åtminstone inom Baltikums nordliga delar — till en början utan tvivel fullständigt färska »teoretiska Litorinahav».

Under det att HALDEN finner det »väl djärvt» av mig att identifiera clypeusgräns med litorinagräns, antager han, att isobaserna för förstnämnda gräns, i stället »markera någorlunda synkrona strandlinjer från tiden för sänkningens maximum». Detta antagande grundar han på det förhållandet, att clypeusfloran, enligt vad jag (»på som det vill synas goda grunder») gjort sannolikt, invandrat ej så lång tid före litorinasänkningens maximum. Detta HALDENS antagande synes emellertid *mig* väl djärvt, och jag anför i min avhandling skäl, som tala mot en sådan tolkning. Den starkt stegrade gradienten i isobassystemet N om Västervikstrakten förmodas nämligen av mig till en viss grad få sin förklaring av den landhöjning, som här försiggått under tiden mellan clypeusgränsens utbildning och litorinatransgressionens maximum i söder. Denna min förmodan har nyligen upptagits av RAMSAY (G. F. F. 1920 s. 256) såsom den ev. förklaringen även till motsvarande egendomlighet i landhöjningsgradienten i trakterna öster om Östersjön.[2]

HALDENS betygande av sin agnostiska ståndpunkt rörande orsaken till pollenförskjutningen kring isoleringskontakten, samtidigt som grundvalen för mitt tolkningsförsök: ekblandskogens lokalt gynnade ställning i kustzonerna, medgives vara »en mycket regelbundet återkommande» företeelse, ger mig icke anledning till några kommentarer.

---

[1] Det av mig åberopade arbetet är ej tillgängligt för mig, och jag kan därför ej avgöra, om jag stött mig på de av HALDEN förmodade sakuppgifterna eller några andra.

[2] Eftersom jag omöjligen kan veta, vad HALDEN åsyftar med sitt tal om min »behandling av de fossila diatomacéerna», kan jag naturligtvis ej ingå på något egentligt svaromål i saken. Att ett eller annat skriv- eller tryckfel kan förekomma (såsom beträffande det lätt genomskådade fallet med *Chætoceras seiracanthum*) är naturligt och något, som jag förmodar även HALDEN ibland råkat ut för. Eller kan det vara pluralisformen »*Mastogloien*» eller kanske mitt förfarande att stava samtliga latinska artnamn, med undantag av dem, som utgöras av personnamn, med liten begynnelsebokstav, som väckt HALDENS misshag?

Slutligen levererar HALDEN en liten batalj, riktad mot mina uttalanden i frågan om sjöarnas igenväxning och vattenståndets sekulära växlingar i desamma. Den uppmärksamhet, HALDEN i sitt inlägg ägnar dessa frågor, står icke i någon som helst proportion till det utrymme, samma frågor beretts i min uppsats (2 sidor av ett 40-tal). Den knapphändiga behandlingen i min framställning hade sin grund dels däri, att vissa andra spörsmål — såsom Östersjöns nivåförändringar och den subfossila växtvärldens relationer till landhöjningsstadierna — i högre grad fångat mitt intresse, dels åter däri att möjligheterna att med ledning av strandkärrens och -mossarnas stratigrafi utröna vattenståndets växlingar i sjöarna på grund av i avhandlingen (s. 233) meddelade omständigheter här voro vida mindre, än fallet varit med de stora inlandssjöar, jag tidigare behandlat. I överensstämmelse härmed har jag endast uttalat mig i tämligen allmänna ordalag om, i vilken riktning mina erfarenheter peka.

Bl. a. vänder sig HALDEN mot, att jag i likhet med L. V. POST nämner magnocaricetumtorven bland telmatiska torvslag. Att »magnocaricetumtorv av rotfilttyp» kan bildas gungflyartat spec. i höglandssjöar och kusttraktens vindskyddade små bassänger förnekar jag ej. Däremot delar jag ingalunda HALDENS uppfattning, att dylik torv »aldrig bildas telmatiskt vid sjöars igenväxning». Det synes mig också något egendomligt, att HALDEN så kategoriskt avvisar tanken, att »den relativt svagt humifierade magnocaricetumtorven av rotfilttyp» skulle kunna vara av telmatiskt ursprung, när han samtidigt, såsom av fortsättningen framgår, räknar den genom övergångsformer med den förra utan tvivel förbundna kärrdyartade magnocaritcetumtorven till telmatiska bildningar. — F. ö. inskränker jag mig till en hänvisning dels till vad jag i denna sak tidigare anfört (G. F. F. 1918 s. 81 ff.), dels till V. POSTS och HALDENS diskussion i ämnet (G. F. F. 1920 s. 55).

Min åsikt, att ett lågt vattenstånd rått även i kusttraktens sjöar under värmetiden, grundar sig icke blott på läget av telmatiska torvslag av olika beskaffenhet, såsom de även av HALDEN som telmatiska uppfattade »höghumifierade, kärrdyartade bildningarna, vilkas moderformationer tydligen mycket väl kunna vara magnocariceta», utan ock på förekomsten av semiterrestrisk och terrestrisk torv (olika slag av skogstorv) »auf abnorm niedrigen Niveaus in den Seebecken, teilweise auf fester Tonunterlage unter den natürlichen Passhöhen». Kunde det inte möjligen betecknas som ett litet »egendomligt sätt att citera» att alldeles förbigå denna för den avhandlade frågan ingalunda oväsentliga passus?

»Att sjöars igenväxning med fräkentorv är en företeelse, som framförallt är knuten till det nordiska, relativt humida klimatet» är ju något som bra stämmer med min iakttagelse, att denna igenväxningstyp varit rel. vanlig under det fuktiga och jämförelsevis kyliga »primatlantiska» skedet. Även om denna igenväxningstyps försvinnande (detta är väl HALDENS tankegång) närmast skulle sammanhänga med det kyliga klimatets upphörande, förklaras dock ej därav frånvaron under den följande tiden av den normala igenväxningstyp, som inledes genom vass eller säv. Sådan igenväxning förekommer denna dag i många sjöar även i kusttrakten.

Jag ber få påpeka, att tolkningen av de »oförmedlade» igenväxningskontakterna såsom tydande på torrt och varmt klimat, vattenminskning i sjöarna och hastig igenväxning genom telmatiska växtsamhällen icke ema-

nerar från mig utan från L. v. POST, som även av mig åberopas. Av HALDENS framställning kan man nämligen få den uppfattningen, att jag vore upphovsmannen till nämnda tolkning. Äras den, som äras bör! — Låt mig få erinra min vän HALDEN om, huru vi gemensamt haft nöjet att under d:r v. POSTS ledning studera pågående igenväxning av ifrågavarande slag vid Tåkerns stränder såsom en följd av dess sänkning. Det är ju ett näraliggande analogislut, att denna igenväxningstyp även i gångna tider uppkommit i samband mod vattenminskning i sjöarna. Men det synes mig lämpligt, att HALDEN fortsätter diskussionen rörande denna sak med d:r v. POST. — Det där om »stilistisk art» skall jag däremot inte vara oartig nog att vidarebefordra utan får väl hålla till godo med för egen del.

Må det till sist tillåtas mig uttala min höga tanke om HALDENS värdefulla insats särskilt rörande de marina sedimentens bildningshistoria och klassifikation. Hans arbeten komma utan tvivel att i åtskilliga avseenden bli grundläggande för kommande forskningar på dessa områden. Vid utarbetandet av min avhandling har jag också haft rätt stort gagn av HALDENS just publicerade arbetsresultat från Hälsingland.[1] Just emedan arbetsfältet är rel. nytt och obearbetat, äro emellertid naturligen icke HALDENS vare sig metoder eller resultat (lika litet som mina egna) höjda över diskussion, och det torde också vara tämligen självklart, att olika åsikter skola göra sig gällande.

Falun i december 1921.

Ytterligare ett par ord

om d:r U. Sundelins avhandling: »Über die spätquartäre Geschichte etc.»

Av

BERTIL E. HALDEN.

Ehuru d:r SUNDELINS svar på min kritik, som ju själv till stor del var avsedd som ett bemötande av SUNDELINS anmärkningar mot mig, i högre grad utgör prov på ordrik retorik än försök till sakligt bemötande, torde ännu några ord i dessa frågor vara att tillägga från min sida.

Jag har opponerat — och opponerar alltfort — mot en del av d:r SUNDELINS arbetsmetoder. Häri vill jag inräkna icke minst SUNDELINS sätt

---

[1] Möjligen överskattar dock HALDEN i någon mån sitt arbetes inflytande på min undersökning att döma av ett uttalande i ett diskussionsinlägg, refererat i G. F. F. 1920, s. 228. De fältarbeten, som ligga bakom min avhandling hava nämligen gått jämsides med HALDENS arbeten i Hälsingland och voro i huvudsak avslutade sommaren 1916. Senare ha endast några kompletteringar skett. Det är sålunda mindre med hänsyn till arbetsmetoder än beträffande vissa synpunkter vid avhandlingens utarbetande (spec. rörande uppkomsten av vissa baltiska sediment), som jag står i tacksamhetsskuld till HALDEN.

att röra sig med litteraturcitat. Att andras motiveringar och slutsatser bli — låt vara oavsiktligt — felaktigt refererade, är en fara, som icke kan förebyggas. Det var framför allt sådana »villomeningar», jag velat fästa uppmärksamheten på, ehuru jag själv åtminstone delvis är part i målet. Att en »neutral» person företager sig att korrigera sådana felaktigheter är nämligen — tyvärr — en lika sällsynt företeelse som att en författare spontant erkänner sina ev. misstag. Däremot ber jag d:r SUNDELIN vara övertygad om, att despotism och självtillräcklighet inom en vetenskapsgren äro för mig lika osympatiska som för d:r SUNDELIN.

Kärnpunkterna i mina anmärkningar finner jag alltså stå oemotsagda i d:r SUNDELINS »Svar». Detta gäller sålunda till en början mitt påpekande av det egendomliga, som ligger i att SUNDELIN citerar (och därtill felaktigt!) ett i notisform framställt preliminärt meddelande med undertryckande av ett senare, bättre motiverat och tydligare formulerat uttalande (angående L. G.), som SUNDELIN dock varit i tillfälle att taga del av. När jag sålunda utbytt uttrycket »c:a 114 m» mot »minst 114 m», har jag lämnat osagt, hur stort fel, som är att räkna med. Måhända uppgår det till 10 m eller mer. SUNDELIN talar om centimetrar eller millimetrar. För att på så sätt söka förlöjliga detta mitt spontana förtydligande — som tyvärr i formuleringen ännu kunnat ge anledning till missförstånd — omtalar SUNDELIN, att »gränsen säges ligga under 115 men över 113 m». Detta är emellertid en produkt av SUNDELINS egen skapande fantasi, varom en opartisk läsare lätt han övertyga sig.

För att komma ifrån den besvärande *circulus in demonstrando*, som hotfullt svävar över SUNDELINS bestämning av isoleringskontakterna, låter SUNDELIN nu veta, att prov böra tagas även ovanför den förmodade »I. K.», som därtill bör mikroskopiskt kontrolleras. Ja, har SUNDELIN gjort det — vilket icke framgår av hans avhandling — då skingras tydligen den hotande faran. Vid generalprovtagning kring den förmodade I. K. (av mig benämnd kontaktzonen, alltså ej = kontaktlinjen eller kontaktytan) är denna fara tydligen också starkt begränsad. Generalprovsmetodens ofullkomlighet — dess otvivelaktiga förtjänster förtigas eller erkännas ej av SUNDELIN — påpekade jag redan i den meromnämnda notisen 1916, som jag själv rubricerade som ett »försök».

Till frågan om *Mastogloia*-gränsen etc. kan jag endast framhålla den ohjälpliga motsats som ligger i å ena sidan SUNDELINS ständigt omtalade »fixering» av L. G. och den identifiering av *Mastogloia*-gräns och L. G., som SUNDELIN tillskriver mig, å andra sidan mina försök att meddela minimivärden, som — *Mastogloia elliptica* i Småland till trots — torde vara tillförlitliga, men som kanske kunna ligga ett eller annat tiotal meter högre än de fixerade gränsvärden, till vilka man på SUNDELINS mer godtyckliga men bekväma väg kan komma. Angående *Campylodiscus Clypeus* och dess saltkrav har jag endast att konstatera, att SUNDELIN på sin tid (Rig 1920) varit mer angelägen att sprida sin nya upptäckt (artens saltkrav likväl ytterligare reducerad till 0,03 %) i vidare kretsar, än han varit att före publicerandet av sitt »Svar» kontrollera den rättelse i berörda avseende, som jag gjort i min kritik.

För upplysningen om *Chætoceras seiracanthum* är jag — och sannolikt många andra — tacksam. Själv tillstår jag gärna min ofullständiga bekantskap med det synnerligen artrika *Chætoceras*-släktet. Beskyllningen för

småaktigt anmärkande på tryckfel faller på sin egen orimlighet. Hade syftet varit ett sådant, skulle jag absolut ha saknat anledning att icke påpeka SUNDELINS »*Amphiphora*», ett släktnamn, som ehuru felaktigt ej behöver åstadkomma någon tvekan.

För kritik rörande uppfattningen om sjöarnas igenväxning känner sig SUNDELIN trygg bakom v. POSTS auktoritet och ger mig direktivet att med denne fortsätta diskussionen. Att märka är emellertid, att SUNDELIN hänvisar till sådana v. POSTS uttalanden, som gjorts innan dessa frågor börjat att mera ingående debatteras bland svenska geologer, något som mig veterligt ägde rum offentligt första gången vid ventilerandet av d:r SUNDELINS gradualavhandling (jfr G. F. F. Bd 39 sid. 723). Det är icke minst mot bakgrunden av dessa sakförhållanden som SUNDELINS bevisföring 1919 (överst på sid. 234) för mig ter sig mer som en stilistisk vändning. Min kritik vände jag uttryckligen mot uppfattningen av vissa som telmatiska tolkade torvslag såsom registratorer av låga vattenstånd, däremot icke mot den övriga delen av SUNDELINS motivering (av mig därför förkortningsvis betecknad med »etc»). I detta sammanhang har SUNDELIN i sitt »Svar» en passus, som, om den är allvarligt menad, är mig alldeles obegriplig. Vid en gemensam exkursion till Tåkernstranden säger sig SUNDELIN ha tillsammans med mig studerat pågående igenväxning av ifrågavarande slag (d. v. s. hastig igenväxning genom telmatiska växtsamhällen i samband med vattenståndsminskning). Ja, nog sågo vi där vackra telmatiska Magnocariceta — ehuru av helt annan sammansättning och ekologisk valör än de fossila, som bildat magnocaricetumtorven under Dags mosse — och nog tror jag, att dessa något bidraga till Tåkerns igenväxning. Vad SUNDELIN f. ö. såg vid Tåkern under den minnesrika exkursionsdagen i juni 1917, vet jag ej. Själv har jag varken då, tidigare eller senare därstädes sett annat, än att ifrågavarande Magnocariceta — Tåkerns egenskap av eutrof slättlandssjö till trots — till dato icke bildat så mycket som en millimetermäktig magnocaricetumtorv av rotfilttyp. Analogislut kunna utföras på olika sätt. Mig synes det naturligaste analogislutet vara det, att icke heller i äldre tider någon rotfilttorv bildats telmatiskt! Och under ett varmare och torrare klimatskede böra t. o. m. förutsättningarna för en intensiv humifiering i det periodiskt blottlagda översvämningsområdet ha varit ännu större än nu och alltså rotfilttorv ha haft ännu svårare att uppstå telmatiskt! Den omständigheten att jag står tämligen ensam i min åsikt har föranlett mig icke att kategoriskt underkänna V. POSTS av SUNDELIN och många andra delade moderna uppfattning utan endast att uttala mitt tvivel och att efterlysa telmatiska rotfilttorver (G. F. F. Bd 42 sid. 55). Innan sådana verkligen blivit kända från nutiden, känner jag det tryggare att betvivla deras existens under gångna tider.

Slutligen ett ord om »ärofulla upptäckter». SUNDELIN vet väl, att jag aldrig velat utge mig för att först ha funnit, att mellanlagrande sandskikt kunna saknas, där de annars normalt förekomma; SUNDELIN erkänner själv, att jag nämnt min iakttagelse »en passant». Upptäckten — gärna för mig ärofull — var nämligen gjord långt tidigare och sakförhållandet föreligger exempelvis år 1895 (hos E. ERDMANN, geol. bl. Grisslehamn) i följande form: »Sandlagret kan stundom vara ganska tunnt eller möjligen fattas, men dess närvaro torde likväl få anses som regel.»

Geolognytt.

Beträffande de synpunkter Föreningen beslutat göra gällande med anledning av det i föregående häfte omnämnda cirkuläret från belgiska organisationskommittén, hänvisas till mötesförhandlingarna av den 13 januari (sid. 185), där Föreningens skrivelse i denna fråga finnes in extenso återgiven.

Prof. V. M. GOLDSCHMIDT meddelar i brev, att den under hans ledning planerade Stavangerexkursionen kommer att äga rum i början av juni månad. Exkursionen startar från Kristiania enligt provisoriskt uppgjort program den 8 juni och uppehåller sig i Stavangerområdet till omkring den 15 juni. En eventuell fortsättningsexkursion över Bergen, inre Sogn, och Jotunheim skulle taga ytterligare 14 dagar, men blir blott möjlig under gynnsamma snöförhållanden.

Direktorn för Geologiska kommissionen i Finland, professor J. J. SEDERHOLM, vistas sedan november 1921 i Albanien såsom ledamot av en av Folkens förbund utsedd kommission, som har att avgiva utlåtande om särskilda frågor rörande gränserna mellan Albanien, Serbien och Grekland.

Under sommaren har den gamle ryktbare »Fossil Hunter» CHARLES H. STERNBERG för Uppsala universitets paleontologiska institution företagit en särdeles lyckad $4^1/_2$ månaders expedition till det förut föga exploiterade kritområdet i New Mexico. Samlingarna, 17 stora packlårar, innehållande 113 olika nummer, ha anlänt under januari och bestå av sköldpaddor, såsom *Adocus*, *Aspideretes*, *Baena* m. fl., samt lämningar av dinosaurier av flera olika slag, *Ceratops*, *Triceratops*, en rovdinosaurie samt en *Trachodont*. Av den senare, som lyckligtvis icke är allt för stor, finnes även ett helt skelett, fördelat på 7 lårar. Samlingen har kostat omkring 16 000 kr. Medlen ha anskaffats av överintendenten AXEL LAGRELIUS och Stockholm—Amerika-linjen har beviljat halv frakt. *C. W.*

Bland nyutkommen utländsk litteratur (1920—21) märkas:

PER NISSEN: Ökonomisk-geogr. Atlas over Norge. (Kristiania 1921.)
K. ANDRÉE: Geologie des Meeresbodens. Bd II. Die Bodenbeschaffenheit und nutzbare Mineralien am Meeresboden. (Borntræger 1920. Mk 92.)[1]
W. HOMMEL: Systematische Petrographie auf genetischer Grundlage. Bd I. Das System. (Borntræger 1920. Mk 28.)
EM. KAYSER: Lehrbuch der Geologie; Allgemeine Geologie 1—2; 6. vermehrte Auflage. (Stuttgart 1921. Mk 222.)
L. KOBER: Der Bau der Erde. (Borntræger 1921. Mk 88.)
P. NIGGLI: Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. (Preisschrift d. Jablonowskischen Gesellschaft; Teubner, Leipzig 1920. Mk 22.)
— —: Lehrbuch der Mineralogie (se ref. G. F. F. 1920 p. 388. Borntræger 1921. Mk 180.)
F. RINNE: Die Kristalle als Vorbilder des feinbaulichen Wesens der Materie. (Borntræger 1920. Mk 27.)
A. LACROIX: Mineralogie de Madagascar. T. I. (Challamel, Paris 1922. För båda delarna Fr. 200.)
L. DE LAUNEY: Géologie de France. (Armand Colin, Paris 1921. Fr. 40.)
T. R. C. REED: The Geology of the British Empire. (Arnold, London, 1921. 40 sh.)
W. H. EMMONS: Geology of Petroleum. (Mc Graw, New York 1921. $ 6.)
B. L. MILLER och J. T. SINGEWALD: Mineral Deposits of South America. (Mc Graw, New York 1919. $ 5.)
G. O. SMITH: The strategy of minerals. (Appleton, New York 1919. $ 2.50.)
J. E. SPURR: Political and comercial Geology and the worlds mineral resources. (Mc Graw, New York 1920. $ 5.)

Red. motser tacksamt från Föreningens medlemmar bidrag till Geolognytt i form av varjehanda uppgifter ang. resor, samlingar, befordringar, förflyttningar, offentliga och enskilda uppdrag, sammankomster, exkursioner, nyutkommen litteratur m. m.

[1] Samtliga priser angivna utan alla tillägg.

Mötet den 13 januari 1922.

Närvarande 46 personer.

Ordföranden hr H. BÄCKSTRÖM meddelade att H. K. H. KRONPRINSEN behagat mottaga kallelsen till Föreningens *första ledamot.*

Sedan föregående sammanträde hade föreningens ledamot lektor F. ALFVERGREN i Stockholm avlidit.

Till medlem i föreningen hade styrelsen invalt fil. mag. TORD HENSCHEN, Stockholm, föreslagen av hr G. Frödin.

Till prof. A. G. HÖGBOM hade på hans 65-årsdag avsänts ett lyckönskningstelegram från Föreningen.

Ordföranden framförde prof. W. C. BRÖGGERS tack för den adress, varmed Föreningen uppvaktat honom på 70-årsdagen, och som ordföranden enligt Föreningens uppdrag personligen överlämnat i Kristiania.

Sekreteraren meddelade, att Styrelsen, i samråd med styrelserna för de geologiska Föreningarna i Danmark och Norge, beslutat föreslå Föreningen att, med anledning av ett cirkulär från »comité d'organisation» av den internationella geologkongressen i Bryssel 1922, vari bl. a. meddelas att de länder, som varit i krig med Belgien, ej inbjudits deltaga i kongressen, tillställa kommittén följande skrivelse:

Au Comité d'Organisation
du Congrès International en Belgique 1922.

La Société géologique de Stockholm, après avoir consulté des sociétés de plusieurs autres pays au sujet de la circulaire du congrès géologique de Belgique en 1922, envoyée en novembre 1921

par le comité d'organisation, croit devoir faire les observations suivantes:

Dans la circulaire, on a proposé en changement très considérable dans le caractère universel et purement scientifique qui a marqué tous les congrès précédents sans aucune exception: les géologues d'un certain nombre de pays en seraient complètement exclus.

Bien que nous comprenions parfaitement la grande difficulté qui existe pour les nations qui ont le plus souffert de la guerre à inviter dès à présent tous les pays à une assemblée universelle, et sans vouloir aucunement exprimer quelque sympathie pour les puissances qui ont imposé la guerre à la Belgique, nous avons néanmoins la conviction que les intérêts de l'humanité exigent tout ce qui est en notre pouvoir pour réaliser enfin l'idée de la paix. Il est important que la collaboration universelle et réellement internationale, interrompue pendant la guerre, soit rétablie aussitôt que possible dans le but de favoriser la culture et la solidarité humaines. Il faut pour celà que toutes les nations puissent s'entr'aider pour la reprise de cette collaboration mondiale.

Toutefois, personne ne saurait demander que la Belgique, si peu de temps après la guerre, soit tenue, contre sa propre volonté, à renouveler l'invitation faite en 1913 à toutes les nations qui participaient au congrès du Canada. Aussi, avait-on préparé une conférence préliminaire ayant pour objet de discuter ce qu'il serait à propos de faire dans cette occurence, lorsque la Belgique a envoyé son invitation pour le dit congrès où l'admission était limitée par des principes non scientifiques.

Il faut rappeler ici que le droit de prendre des décisions de cette nature n'appartient qu'aux congrès internationaux eux-mêmes et que le comité cité comme autorité pour la dite décision — lequel n'était représenté que par quelques uns de ses membres —, a été élu à Toronto non pas pour prendre des résolutions quelconques mais seulement pour présenter au congrès suivant des propositions au sujet d'une organisation plus effective des congrès.

Nous avons convenu de demander au comité d'organisation belge, s'il ne consentirait pas à changer le nom officiel du congrès, pour que celui-ci ne soit pas compté dans la série des congrès universels. Le plus simple serait de supprimer les mots »XIII session». Le congrès aurait ainsi le caractère d'une réunion indépendante des congrès antérieurs. Un changement analogue a été apporté au congrès de mathématiciens, à Strasbourg en 1920.

De cette manière nous serions fidèles, même en ces tristes temps, au grand et généreux principe émis déjà par les éminents géologues

français au premier congrès géologique international, tenu à Paris en 1878: . . . »que la science n'est d'aucune nation et qu'il ne peut y avoir, entre ses adeptes, d'autre rivalité que celle qui résulte de la poursuite de la vérité.» Ainsi, on ne fit »aucune distinction de nationalité, car il était de la plus haute importance que cette oeuvre, si véritablement internationale dans son origine, conservât de caractère jusqu'à la fin».

Il est certain qu'une démarche respectant ces principes serait reçue par nous avec beaucop de reconnaissance et affranchirait en même temps, nos délégués du devoir peu enviable de soulever au congrès, en Belgique, une discusssion sur cette matière.

Nous espérons, cependant, que la bonne volonté de nos collègues belges aura écarté un malentendu dont le résultat pourrait être de diminuer le nombre des participants au congrès qui devrait jouir de toute la sympathie dont on voudrait voir entourer une telle entreprise.

Föreningen som i allt gillade de synpunkter, styrelsen hävdat i sitt förslag till skrivelse, beslöt att skrivelsen i Föreningens namn skulle tillställas organisationskommittén i Bryssel.

Hrr B. HALDEN och SIMON JOHANSSON höllo inledningsföredrag till diskussion om Svenska jordarters klassifikation och terminologi.

Herr HALDEN anförde till en början några exempel på jordartssystem och nomenklatur från 1850- och 1860-talen. I ett av de grundläggande arbetena på detta område, H. VON POSTS »Kort beskrifning om medlersta Sveriges Jordmåner» (1855), indelades jordarterna i I Jordaflägringar under Diluvialperioden och II Jordaflägringar under Alluvialperioden. Huvudindelningen är alltså gjord efter kronologiska principer. För den förra av de båda grupperna genomföres indelningen vidare efter bl. a. petrografiska, topografiska, stratigrafiska men även dynamiskt-genetiska principer (t. ex. resp. varvig lera, tallmosand, undre mosand, krossgrus och rullstensgrus). För alluvialperiodens jordarter har v. POST velat genomföra en indelning efter topografiska synpunkter (»hafs-, söttvattens- och landbildningar»), varjämte framhålles ett särskiljande mellan äldre och yngre. v. POSTS klassifikation av dessa jordarter i 1. alluvialsand, 2. alluviallera o. s. v. visar dock tydligt, att smådelarnas beskaffenhet i sedimenten stundom varit en avgörande synpunkt vid indelningen.

Liknande kronologiska synpunkter återfinnas i A. ERDMANNS »Bidrag till kännedomen om Sveriges qvartära bildningar» (1868). Här

representeras glacialperioden av 1) äldre (supramarina) bildningar t. ex. krosstensgrus och 2) yngre (submarina) bildningar t. ex. rullstensgrus och glaciallera. Postglacialperioden har att uppvisa 1) äldre (submarina) bildningar t. ex. postglaciallera och 2) nyare och nutida (supra- och submarina) bildningar t. ex. svämmsand, hafslera, hafsgyttja. Även om alltså kronologien här är den grundläggande principen — belysande är första raden i ERDMANNS kapitel om mosanden: »Mosand är den yngsta av postglacialperiodens äldre bildningar» — intaga dock de genetiska frågorna här en framskjuten ställning, återspeglad dels i benämningen »bildningar», vari innefattas både jordarter och landformer (bland postglacialperiodens äldre submarina bildningar uppräknas exempelvis postglacialsand (mosand), rullstensåsarnas sista tillrundning och åsgropar), dels också i en och annan nydefinierad jordartsbenämning t. ex. svämmsand, svämmlera och svallgrus.

Samma kronologiska anda genomgår NATHORSTS och f. ö. flertalet av senare geologers arbeten. Målet har tydligtvis varit att söka utreda och med benämningar fastslå, under vilket geologiskt skede den ena eller den andra jordarten bildats. Föredr. påpekade det märkliga i att ett kronologiskt system lagts till grund även i ett arbete med utpräglat praktisk syftning sådant som H. VON POSTS »Grundlinier till åkerbrukskemien» (1878), där man finner indelningen I Alluviallager, II Postglaciallager, III Glaciala lager.

För att ytterligare belysa de tendenser, som utom de kronologiska gjort sig mer eller mindre gällande i den svenska jordartsnomenklaturen, återvände föredraganden till namnanalysen, som mången gång tydligare än auktorernas uttalanden angåve de principer, efter vilka benämningarna kommit till stånd. Exempel på dynamiskt-genetiska namn vore sålunda de redan i det föregående anförda rullstensgrus, krosstensgrus (krossgrus), svämsand och svallgrus. Topografiska namn vore backlera, åkerlera, tallmosand och flodsand; härtill anslöte sig morfologiska benämningar sådans som terrass-sand (TORELL) och platålera (WESTERGÅRD). Stratigrafiska benämningar vore undre grålera, övre ishavssand, mellersta mosand. Lokalbenämningar: Strömsholmslera, nordsjölera. Slutligen hade man de mer eller mindre exklusivt petrografiska — vartill de mer allmänt fysiognomiska eller beskrivande anslöte sig — i vilka ofta nog icke endast namnens senare del (-sand, -lera etc.) utan även deras förra del åsyftade beståndsdelarnas egenskaper, t. ex. granitgrus, varvig lera, svartlera, syrsand. Flera av dessa vore att anse såsom

folkbenämningar. Ytterligare exempel på sådana vore pinnmo, örjord, fimma, björklera, dunglera.

Av de ovan anförda principerna för namngivning av jordarterna ha de stratigrafiska varit av så att säga provisorisk karaktär, d. v. s. man har sökt ersätta de stratigrafiska namnen med exempelvis kronologiska (undre grålera — ancyluslera). En del lokalbenämningar ha till en början haft karaktären av provisoriska typnamn (Strömsholmslera), medan andra (t. ex. nordsjölera, östersjölera), äro av topografisk eller snarare regional karaktär. Anmärkningsvärt är, att man inom jordartsnomenklaturen i mycket mindre utsträckning än beträffande bergarter använder lokalbenämningar, vare sig såsom egennamn eller typnamn.

De beskrivande — petrografiska — benämningarna hade man däremot tillagt högre systematisk valör. Jordartssystem, grundade på iakttagbara och mätbara egenskaper, vore exempelvis de, som indelade jordarterna i jämvärdiga huvudgrupper sådana som sandjordar, grusjordar, torvjordar o. s. v. Man får på så sätt gruppnamn (»familjenamn») för species med liknande kvalitativ och kvantitativ sammansättning — jämför graniter, dioriter etc. inom bergartsläran — men för vilka den genetiska samhörigheten måste uppgivas i ännu högre grad än för nämnda bergartsgrupper. Den längre gående indelningen av dessa grupper — i facies, varianter etc. — plägar utföras efter olika praktiska synpunkter t. ex. petrografiska (granitsand), kemiska (kalksand), efter kornstorlekarna och därav betingade egenskaper (finsand, mjäla, grovlera etc.). De deskriptiva jordartssystemen erbjöde f. ö. i mångt och mycket anknytningspunkter till den moderna växtsociologien, en vetenskapsgren, vars just nu så livligt diskuterade klassifikationsprinciper vore så mycket mer beaktansvärda, som ju en mängd jordarter utgjorde ännu igenkännbara, autoktona växtsamhällen (eller växtbestånd).

Den genetiska riktningen inom jordartsnomenklaturen kunde sägas arbeta efter LYELLS bekanta princip: »Det närvarande är nyckeln till det förflutna.» Vid VII internationella geologkongressen i Petersburg 1897 uttalades samma tanke av WALTHER i följande »grundsats» (i hans »Versuch einer Classification der Gesteine auf Grund der vergleichenden Lithogenie»): »Die lithogenetische Entstehung recenter Ablagerungen und die directe Beobachtung actueller Vorgänge ist das grundlegende Princip der Classification.» En ofta anförd indelning av sedimenten, vilken åtminstone delvis grundar sig på genetiska principer, är uppdelningen i marina och kontinentala, den senare omfattande fluviatila, glaciala, eoliska och

lakustrina. Ännu vanligare är en stundom som genetisk betecknad indelning av jordarter (och bergarter) i mekaniska, kemiska och organiska (organogena) samt vulkaniska. Emellertid råda högst olikartade meningar om innebörden av dessa begrepp. Sålunda anses ofta — kanske oftast — med mekaniska sediment sådana, som bildats av fasta, olösliga förvittringsprodukter, d. v. s. huvudvikten lägges vid beståndsdelarnas egenskaper samt deras mer eller mindre avlägsna uppkomst vid förvittring. Andra däremot pointera anhopningen av partiklarna såsom det väsentliga. För sistnämnda, särskilt av amerikanare omfattade åskådningssätt gör sig KAYSER (i Lehrbuch der Geologie) till tolk i följande definition av de mekaniska sedimenten: »Ablagerung von Gesteinsbruchstücken oder Körnern, die durch mechanische Verfrachtung an ihre heutige Stelle gelangt sind.» Skiftande betydelse tillägges också begreppet organiskt (organogent) sediment, i det att härmed i allmänhet avses beståndsdelarnas närmaste ursprung från den organiska världen, dokumenterad genom mer eller mindre tydligt igenkännbar organisk struktur, medan däremot benämningen organogent sediment från deciderat dynamiskt-genetisk ståndpunkt bör reserveras för sediment som hopats genom organismers verksamhet, oavsett materialets beskaffenhet (t. ex. järnockra, som utfällts och anhopats genom järnbakteriers verksamhet).

Föredr. omnämnde ett par exempel på inkonsekvens vid jordartsbenämningar. Man vore sålunda säkerligen ganska enig om att benämna den produkt, som uppkom vid mekanisk vittring av exempelvis en granit — sedan en mängd beståndsdelar bortförts — med ett nytt namn av hög systematisk valör, t. ex. vittringsgrus. Ett residuum av en morän däremot, uppkommet genom vågors bearbetning och bortsköljning av en mängd beståndsdelar, ginge däremot fortfarande ofta nog under namnet morän, låt vara med tilllägg av »urtvättad», »omlagrad» etc., och detta, fastän dessa avlagringar i samband med »urtvättningen» ofta nog kunde visas ha undergått transport i horisontalriktningen.

Konsekvensen härav vore, menade föredr., absurd nog: man borde nämligen då med samma rätt kunna benämna det fina, ur moränerna utslammade lermaterialet för morän (det ledde nämligen sitt ursprung direkt från moräner!). Tydligtvis vore den »urtvättade», »omlagrade» moränen minst lika förtjänt av ett nytt namn — som ju redan A. ERDMANN givit åt densamma — och att betraktas som en alldeles ny jordart som exempelvis en isälvssand, vilken av vinden omlagrats och sorterats, och som man också — trots dess igenkännbara ursprung av i detta fall en isälvssand — i all-

mänhet benämnde t. ex. flygsand och betraktade som en »ny» jordart.

Den genetiska jordartsnomenklaturen tenderar alltså att benämna jordarterna icke efter deras igenkännbara ursprung i en närmare eller avlägsnare existensform utan efter den faktor som sist omgestaltat de dominerande beståndsdelarnas inbördes läge.

I ett genetiskt jordartssystem komma de topografiska synpunkterna till sin rätt på ett naturligt sätt, i det att landskapets topografiska detaljer kunna anses verka modifierande och reglerande på de sedimenterande processerna. Den lagerstruktur, som sedimenten uppvisa, och för vilken växlingarna i kornstorlek utgöra ett mätbart uttryck, betingas ju så att säga av resultanten till den transporterande kraften (tyngdkraften, vinden, vågorna etc.) och det mottryck, som utövas av de topografiska detaljerna. Växlingarna i den transporterande kraften (tänkt oberoende av förhållandena på sedimentationsplatsen) kunna vara av såväl periodisk som tillfällig karaktär. De lokala (topografiska) faktorerna förändras dessutom ofta mer påvisbart på kontinuerligt sätt i bestämd riktning: En å, som utmynnar i en sjö, utgrundar den senare successivt, varigenom det utfallande åvattnet kommer att möta mindre och mindre motstånd från sjöns vattenmassa. Eller en skärgård uppstiger tack vare landhöjning utanför en kust och bryter mer och mer vågornas kraft. I lagerföljden återspeglas förloppet genom förändring i kornstorleken som — oavsett smärre periodiska eller tillfälliga växlingar — i förra fallet i stort sett ökas, i senare fallet minskas, ju högre upp man kommer i lagerserien.

Tidigt nog spåras i de svenska berg- och jordartsbeskrivningarna försök till klassifikation efter dynamiskt-genetiska principer. Som exempel anförde föredr. A. Erdmanns »Vägledning till bergarternas kännedom» (1855), där man finner bergarterna uppdelade på två klasser: I. Bergarter bildade på kemisk väg och II. Bergarter bildade på mekansk väg[1].

Föredr. ville beträffande användbarheten av de tre oftast till-

[1] (Senare tillägg.) Sedan denna tid hade vid jordartsbeskrivningar av såväl rent vetenskaplig som mer praktisk art gång efter annan de genetiska principerna satts i främsta rummet. Särskilt hade G. De Geer (i Beskrifning till geologisk jordartskarta öfver Hallands län, 1893) och Simon Johansson (i Agrogeologisk undersökning av Ultuna egendom, 1916) uppträtt som livliga förespråkare för klassifikation efter genetiska principer. — Till följd av den strängt begränsade tiden för diskussionen såg sig föredr. Halden tvungen att vid föredragets framförande i ännu högre grad än vid utarbetandet därav ur historiken och litteraturen anföra huvudsakligen sådana exempel, som föredr. själv för dagen ställde under speciell debatt. Ovanstående arbeten (jämte det i not 1 sid. 192 anförda) voro emellertid från början inarbetade i föredr:s diskussionsinledning.

lämpade — och oftast omdebatterade — klassifikationsprinciperna som sin mening framhålla:

Det kronologiska systemet har ett starkt stöd i stratigrafien, i växt- och djurvärldens utveckling och invandringshistoria samt sekulära klimatförändringar m. m., som kunde avläsas i jordartsbildningen, och vore därför mest användbar vid skildring exempelvis av ett lands utvecklingshistoria. Deskriptiva (petrografiska etc.) system med tyngdpunkten lagd på iakttagbara (och mätbara) egenskaper vore framför allt värdefulla för den tillämpade geologien och f. ö. mången gång de lättast genomförbara (exempelvis för torvjordarter), medan slutligen ett dynamiskt-genetiskt system med petrografiska och topografiska underavdelningar gåve en klar översikt av och ett naturligt samband mellan ett områdes olika jordarter. Det kunde även framhållas den praktiska betydelse som ett urskiljande av dynamiskt-genetiska sedimentgrupper såtillvida kan ha för geotekniska arbeten, för jordbruk och skogsbruk m. m., som ett klarläggande av dessa synpunkter lämnar god ledning till bedömande av underliggande lagers beskaffenhet och följaktligen om dessas stabilitet, inverkan på vattenhushållning m. m.[1]

Efter denna översikt av olika grunprinciper övergick föredr. till den speciellt svenska terminologien, åt vilken anpart av dagens diskussionsämne föredr. för egen del riktat största intresset. Till ledning för framställningen användes härvid nedanstående översikt av Sveriges jordarter, vars gruppering uppgjorts i samråd med d:r Simon Johansson,[2] och vari ett urval av huvudsakligen i gängse bruk varande termer förekom. Föredr. bad särskilt att få betona, att denna översikt icke hade karaktären av ett utarbetat system, vilket bäst framginge av de många »exempel», som där användes.

I. **Landisens avlagringar:** morän (t. ex. blockrik, grusig, sandig, lerig; morängrus, moränlera)

II. **Isälvarnas** (från inlandsisen) avlagringar: Isälvsklapper el. rullsten, isälvsgrus, isälvssand (-mo, -mjäla) isälvslera el. glaciallera (t. ex. åsklapper, åsgrus, åssand, varvig lera, issjölera)

III. **Älvavlagringar,** vanliga (strömmar, åar, bäckar etc.), t. ex. åklapper, älvgrus, älvsand, bäckmjäla, ålera.

---

[1] (Senare tillägg.) Jfr Statens järnvägar, geotekniska meddelanden 1. Vägledning vid jordborrning för järnvägsändamål, utarbetad av Statens järnvägars geotekniska kommission, 1917, sid. 11. Jfr även noten å sid. 191 i detta häfte av Förhandlingarna

[2] Schemat i något varierad form publicerat av Simon Johansson i »De humusfria jordarternas, speciellt lerornas, klassifikation». — Beretning om Nordiske Jordbrugsforskeres Forenings Kongres i København, juli 1921. Sid 180.

1. Avlagringar i a) strida vattendrag: t. ex. strömklapper, älvgrus, åsand; b) lugnare vattendrag t. ex. ålera (åbottenlera).
2. Avlagringar vid översvämning: t. ex. svämsand, svämlera.
3. Avlagringar i hav eller insjöar: deltaavlagringar t. ex. fjordmjäla, fjordlera (el. deltamjäla, deltalera) svämtorv (delvis).

IV. **Sjöavlagringar** (utsköljda av vågor i hav och insjöar).
1. Strand- eller svallbildningar: strandklapper, strandgrus el. svallgrus, strandsand el. sjösand (t. ex. issjöklapper, havsgrus, skalgrus (alloktont, delvis) insjösand, postglacial havssand, svämtorv (delvis).
2. Relativa lugnvattenbildningar: sjömo, sjömjäla, sjölera skalgrus (alloktont, delvis), svämtorv (delvis) — t. ex, havsmjäla, insjölera, svämlera (jfr III 2), gyttjelera (glaciallera se II).

V. **Vindavlagringar:** Flygsand, löss.

VI. **Vittringsjord,** autokton.

VII. **Kemiska sediment** t. ex. bleke, limonit.

VIII. **Organogena sediment** t. ex. torv, gyttja.

Vad själva gruppperingen under de olika avdelningarna beträffade, vore att märka, att en del sediment kunde ha exempelvis två »olika», samtidiga processer att tacka för sin uppkomst, t. ex. kemiska och organogena, samt att benämningen svämtorv vore en kollektivbenämning av hög ordning någorlunda jämförlig med benämningen »sedimenterat bergartsmateriel» e. d., vadan »svämtorv» i ett genetiskt schema[1] måste återkomma på flera ställen. Jämför härmed begreppet »svämlera», som i ovan angivna bemärkelse har ett mycket mer begränsat omfång.

Rörande landisens avlagringar uttalade föredr. bl. a. sin sympati för de nordiska benämningarna krossgrus och jökelgrus (Torell), vilka benämningar under de senare decennierna mer och mer uttrangts av namnet morän med sammansättningar t. ex. morängrus (morängrus nämnes redan i Erdmanns: Sveriges qvartära bildningar).

För de grövsta isälvslagringarna hade föredr. upptagit den gamla benämningen rullsten. Vad de grusiga och sandiga formerna beträffade, tenderade det geologiska språkbruket på senare tid tydligt till övergivande av de språkligt föga tilltalande benämningarna »rullstensgrus» och »rullstenssand» till förmån för benämningarna isälvgrus och isälvsand. Den på kronologien syftande benämningen

[1] För att markera svämtorvens genetiska ställning har Sernander i stället föreslagit benämningen driftavlagring.

»glaciallera» (A. ERDMANN), som ju f. ö. språkligt sett lika väl borde kunna omfatta den s. k. moränleran, skulle gott kunna utbytas mot isälvslera på samma sätt som glacialsand (A. ERDMANN) — d. v. s. den från isälvar tydligen uppkomna — samt hvitåsand (TORELL) och den från utlandet hämtade benämningen diluvialsand numera vanligen benämnas isälvsand (eller issjösand). Frågan om att utbyta namnet glaciallera mot isälvslera vore kanske dock av mindre aktuellt intresse på den grund att benämningen glaciallera i de flesta fall kunde ersättas med benämningen varvig lera.

Älvavlagringar hade i jordartsbeskrivningar ofta kallats flodavlagringar. För svenska jordarter, som ju frågan gällde, vore enl. föredr. benämningen älvavlagringar att föredraga, enär flod i betydelsen (större) vattendrag vore en visserligen gammal men osvensk benämning, och det inhemska flod i stället hade betydelsen högvatten. Svämsand och svämlera (A. ERDMANN) avse i huvudsak sediment, som avsatts vid tillsvällning eller översvämning av vattendrag och sjöar, och räknas av ERDMANN till hans »nyare och nutida bildningar». Sedermera har man med dessa benämningar i allmänhet betecknat yngre (recenta etc.) jordarter, sedimenterade av åar, bäckar, etc. (stundom även av havet). SIMON JOHANSSON (i Ultunaavhandlingen) föreslår också dessa benämningars slopande såsom varande grundade förnämligast på tiden för deras bildning. Då emellertid såväl namnen själva som ERDMANNS beskrivning av dessa jordarter, efter vad föredr. kunnat finna, i första hand åsyfta bildningssättet — framför allt vid högvatten — ansåg föredr., att dessa benämningar väl förtjäna att bibehållas i nämnda ursprungliga bemärkelse.

Benämningen sjöavlagringar för sediment, som anhopats genom vågsvallet i hav eller insjöar, hade tidigare använts av S. JOHANSSON (i anförda avh.). En sådan användning av beteckningen sjö som gemensamt namn för hav och insjö finner stöd i svenskt språkbruk, som i sammansättningar ofta har att uppvisa sjö i betydelsen hav. I norrländska kustlandskap kallas exempelvis havsbotten ofta »sjöbotten», en benämning som f. ö. också användes för jordarter, särskilt lergyttja, som bildats på havets botten.

I fråga om de olika sjösedimenten uppehöll sig föredr. särskilt vid de i översikten alternativt anförda benämningarna strandgrus el. svallgrus. Benämningen »svallgrus» (A. ERDMANN) åsyftade icke någon närmare bestämd geologisk faktor utan användes som benämning på ett grovt moränresiduum, uppkommet på stället genom att de finare partiklarna på ett eller annat sätt bortförts av rinnande vatten, medan däremot »strandgrus» (E. ERDMANN) avsåge ett

grus (eller sammanfattning av klapper, grus och sand), som sedimenterats av vågorna vid en strand. Benämningen svallgrus i st. f. strandgrus (sensu E. Erdmann) vore på senare tid en icke sällsynt företeelse i geologisk litteratur, och likaledes kunde många exempel anföras från geologiska beskrivningar på »svallgrus», som undergått transport, d. v. s. nedsköljts till lägre nivå. »Svallgrus» syntes föredr. vara den mest adekvata benämningen på en jordart, bildad genom sjöarnas mest påfallande geologiska arbete nämligen vågsvallet. Vid valet mellan dessa båda benämningar komme alltså språkliga synpunkter i viss mån i konflikt med en prioritetsfråga. Då emellertid benämningen svallgrus ursprungligen avsåge även, och sannolikt oftast, de av E. Erdmann såsom strandgrus benämnda avlagringarna, ansåg föredr., att även den äldre benämningen svallgrus kunde brukas i sagda bemärkelse.

Under benämningen »mosand» hade i Sverige beskrivits så väl isälvssand som älvsand och framför allt sjösand, utsköljd av hav eller sjöar från moräner eller isälvsavlagringar. A. Erdmann sökte begränsa begreppets omfång till dylika bildningar från postglacialtiden. Såvitt föredr. kunde finna, hade benämningen »mosand» numera huvudsakligen historiskt intresse.

Föredr. ingick icke närmare på de övriga grupperna i ovanstående översikt av jordarterna.

Herr Simon Johanssons inledningsföredrag komme att publiceras i utvidgad form i S. G. U:s publikationer ser C.

Med anledning av föredragen yttrade sig G. De Geer, Vesterberg, Gunnar Andersson, Hesselman och Halden.

Hr G. De Geer framhöll, att i och för lokala detaljundersökningar i skilda riktningar givetvis behövdes ur skilda synpunkter uppställda detaljindelningar av jordlagren.

När det åter gäller en allmängiltig, naturlig och vid kartering i fält verkligen genomförbar indelning, måste nog i främsta rummet den genetiska indelningsgrunden följas.

Redan år 1888 hade tal. uttryckligen betonat detta vid en officiell överläggning, som hölls mellan tjänstemännen vid Sveriges Geol. Und., varvid han framlade ett naturligt genetiskt system för de kvartära bildningarna. För detsamma redogjordes sedermera vid den 5:te internationella geologkongressen i Washington år 1891, vid det 14:de skandinaviska naturforskarmötet i Köpenhamn 1892 och vid en förnyad officiell och protokollförd överläggning mellan S. G. U:s tjänstemän år 1895. År 1893 tillämpades samma indelning på den av tal. redigerade geologiska jordartskartan över Hallands län med smärre jämkningar föranledda av S. G. U:s då rådande nomenklatur.

I Statens Järnvägars särtryck n:r 179, Geotekniska Meddelanden I, hade

tal. år 1917, såsom förslag till geoteknisk indelning av jordlagren lämnat ett för den första undervisningen och praktiken avsett sammandrag av den geotekniska huvudindelningen med sina alltifrån början föreslagna petrografiska underavdelningar. Särskilt rörande dessa senare hade tal. på Nordiska Naturforskarmötet i Helsingfors 1902 framställt förslag, som hänförde sig till de i naturen faktiskt förekommande blandningarna av skilda kornstorlekar, vilka ju vore det, som ute i naturen måste avgränsas och urskiljas, varemot de olika kornstorlekarna icke förekomma i naturen var för sig, och en indelning av jordlagren därför ingalunda kan hänföra sig till dem, hur stort teoretiskt intresse deras omsorgsfulla undersökning än må äga ur exempelvis rent fysisk, hydrografisk, geoteknisk eller växtfysiologisk synpunkt.

Vad tal. från början åsyftat, har varit att uppställa ett allmängiltigt, naturligt system, vilket skulle omfatta alla bildningar, som kunna tänkas förekomma, men vilket ej skulle kräva sådana täta förändringar, som alltid åtfölja mera artificiella och otillräckligt genomtänkta indelningar.

Särskilt för den grundläggande karteringen av hela länder såväl som för internationellt bruk är givetvis en rationell indelning, möjliggörande kontinuitet för längre tid, av väsentlig vikt.

Vid den första indelningen av våra jordlager trodde man sig helt naturligt både böra och kunna följa en kronologisk norm. Vid de anförda dikussionerna å S. G. U. hade tal. gentemot den förut rådande föreställningen framhållit, att indelningsgrunden, ehuru man ansett och betecknat den såsom kronologisk, i verkligheten varit genetisk i alla de fall, där den ej varit rent illusorisk och allvarligt vilseledande. Underavdelningarna borde bestämmas av sammansättningen. En huvudindelning grundad på denna och som förste inledaren tycktes föredraga, torde väl ej vid närmare eftertanke på allvar kunna ifrågasättas och skulle betyda en återgång till geologiens första primitiva och planlösa, rent artificiella kartor med sådana heterogena »familjer» som kalk (t. ex. lokalmorän av skilda kalkstenar, kritsand, skalkalk och bleke; (grus) t. ex. åsgrus, strandgrus, svämgrus) m. fl. Betecknande nog hade inled. ej ens gjort något försök till en sådan indelning.

Det framlagda förslaget grundade sig väsentligen på den ovan omtalade genetiska indelningen, över vilken tal. till jämförelse framlade en större, detaljerad tablå, som han sedan ett 30-tal år använt vid föreläsningar och även vid föredrag i Geologiska föreningen.[1]

Emellertid funnes några avvikelser, som ej kunde anses som förbättringar, jämte en mängd enskildheter rörande såväl historik som nomenklatur, vilka krävde närmare belysning. Som tiden ej medgav någon egentlig diskussion måste detta dock sparas till ett annat tillfälle.

Hr VESTERBERG påpekade, att den långa tid, c:a 1 vecka, som enligt d:r JOHANSSONS föredrag skulle erfordras för bestämning av jordarters hygroskopicitet, säkerligen skulle kunna väsentligt förkortas genom lämpliga anordningar vid provens mättning med vatten i exsickator över 10-procentig svavelsyra. Man bör härvid, liksom i allmänhet vid uttorknings-, resp. vattenmättningsförsök med hygroskopiska ämnen, kristallvattenhaltiga salter

[1] Hithörande data och termer äro lätt tillgängliga genom den av E. DE GEER i G. F. F. för 1918 utgivna bibliografien.

o. dyl., använda särdeles låga och vida torkflaskor eller rättare torkskålar samt så små invägningar, att pulvret, som skall uttorkas. resp. vattenmättas, bildar ett mycket tunt lager, av högst 1—2 mm:s tjocklek. De höga väggarna hos de å laboratorierna vanligen använda torkflaskorna utgöra ett väsentligt hinder för den nödvändiga luftcirkulationen över provet; och flaskornas ringa diameter gör, att pulvret bildar ett högt lager, vars undre delar endast långsamt kunna komma i jämvikt med atmosfären i exsickatorn. — Beträffande nomenklaturen för jordarter erinrades därom, att av de 3 kommissioner, som tillsattes vid den andra Agrogeologkonferensen i Stockholm 1910, en just hade till uppgift att utarbeta en »nomenklatur för jordartstyper inom Västeuropas moränområde». Denna kommission utgjordes från början av d:r B. Frosterus (Finland) som ordförande samt följande medlemmar: prof. J. G. Andersson (Sverige), d:r K. O. Björlykke (Norge), prof. K. F. Glinka (Ryssland), d:r V. Madsen (Danmark) och geheimrat F. Wahnschaffe (Tyskland). För en del av denna kommissions arbeten har sedermera redogjorts i publikationer av Frosterus och Glinka.

Senare tillägg: Den i dagarna utkomna redogörelsen för Nordiska Jordbruksforskares Förenings kongress i Köpenhamn 1921 innehåller ett mycket intressant, utförligt föredrag av d:r Frosterus om »Jordartsklassifikation», jämte andra föredrag om samma ämne av K. O. Björlykke, Harald R. Christensen och Simon Johansson.

Till införande i Föreningens Förhandlingar anmälde sekreteraren:

G. Lindroth, Studier över Yxsjöfältets geologi och petrografi.

Mötet den 2. februari 1922.

Närvarande 42 personer.

Ordföranden, hr Bäckström, meddelade, att sedan förra sammanträdet föreningens ledamot f. d. statsgeologen, fil. d:r E. Svedmark avlidit, samt erinrade om den långa följd av år, den bortgångne såsom sekreterare och redaktör av förhandlingarna ägnat sin arbetskraft åt föreningen och med levande intresse städse sökt befrämja dess syften. Styrelsen hade beslutat i Föreningens namn sända en krans till den bortgångnes bår.

Hr G. Aminoff höll föredrag om användning av röntgenstrålning vid undersökning av mineral i pulverform. Med röntgenstrålningens tillhjälp är det numera möjligt att kristallografiskt undersöka även sådana mineral, som ej uppträda i väl utbildade kristaller. Det stora antalet av jordformiga, finkristalliniska och delvis även av s. k. amorfa mineral, inför vilka forsk-

ningen tidigare stod tämligen maktlös då det gällde kristallografiska bestämningar, är vid bruk av de moderna mineralogiska undersökningsmetoderna tillgänglig för en fullständig kristallografisk undersökning, omfattande såväl fastställande av kristallsystem och kristallografiska element som bestämning av atomernas lägen i kristallstrukturen samt avstånden dem emellan. Det möter numera intet principiellt hinder att verkställa en sådan undersökning på ett i kristallografiskt hänseende helt och hållet okänt mineralpulver, oberoende av huruvida de små kristallerna eller kristallbrottstyckena ligga över eller under gränsen av vad som kan iakttagas i mikroskopet. En förutsättning är emellertid att mineralets kemiska sammansättning och dess specifika vikt äro kända. Uppgiften försvåras i samma mån mineralets symmetri är låg och dess kemiska sammansättning komplicerad. Den strandar i så fall lätt därpå att beräkningarna bliva för omfattande.

Det är uppenbart att införandet av dessa metoder har mycket väsentlig betydelse för den mineralogiska forskningen. Så gott som alla mineral bestå av kristallmateria, men endast ett förhållandevis litet antal av dessa förekommer i naturen i så väl utbildade kristaller, att de med äldre metoder kunna göras till föremål för kristallografisk undersökning. Tack vare de nya metoderna intaga de väl kristalliserande mineralen ej längre någon särställning. Alla mineral äro lika tillgängliga för undersökning med röntgenstrålning och därmed för ingående kristallografiskt studium. Då den mineralogiska vetenskapens uppgift är undersökning av de naturliga arterna av kristallmateria — mineralen — komma härigenom begreppen mineralogi och kristallografi att i högre grad än förr sammanfalla.

Samtliga undersökningsmetoder av kristallmateria med röntgenstrålning gå i första hand ut på att bestämma de vinklar, under vilka den infallande röntgenstrålen reflekteras mot bestämda atomplan i kristallstrukturen. Är då våglängden i det använda röntgenljuset känd, kan ur den Braggska reflexionsekvationen [1]

$$2\,d \sin \varphi = r\lambda \qquad (1)$$

avståndet mellan likvärdiga atomplan, parallella med en viss kristallyta (hkl) beräknas.

Har man till sitt förfogande tillräckligt stora kristaller, kunna dessa — exempelvis med tillhjälp av goniometer — orienteras på bestämt sätt i förhållande till röntgenstrålningen. Man kan då

[1] d = avståndet mellan likvärdiga atomskikt, φ = reflexionsvinkel, λ = röntgenstrålningens våglängd, $r = 0, 1, 2, 3 \ldots$

genom att vrida kristallen pröva ut de mot olika plan i densamma svarande reflexionsvinklarna. Ur (1) kunna sedan atomplansavstånden i de olika riktningarna beräknas.

Då kristallerna äro små blir givetvis detta arbetssätt ej längre användbart. En även för de minsta kristaller eller brottstycken av kristaller användbar metod angavs 1916 av DEBYE. Dess innebörd är följande: Man låter röntgenstrålning av bestämd våglängd passera ett skikt av kristallpulver. Sannolikheten för att de små kristallsplittrorna intaga alla möjliga lägen är naturligtvis större i samma mån pulvret är fint. Vi vilja nu vid den närmare redogörelsen för enkelhetens skull antaga att kristallpulvret tillhör ett reguljärt mineral. Mot varje art av atomplan — parallella med kubytor, (100), rombdodekaederytor, (110), oktaederytor, (111), o. s. v. — reflekteras den infallande strålen endast då den bildar en viss vinkel med atomplanet. (Riktigare: vissa bestämda vinklar.[1]) Då kristallerna i pulvret intaga alla lägen i rummet måste där också finnas sådana som med röntgenstrålen bilda de för reflexion mot (100), (110), 111), o. s. v. erforderliga vinklarna. Ett plan kan emellertid vid olika lägen i rummet bilda samma vinkel med en linje. (Här = röntgenstrålen.) Dessa olika lägen kunna konstrueras ur ett av dem, om man tänker sig att planet vrides omkring linjen (röntgenstrålen) såsom axel. Det måste också finnas kristallkorn, som intaga en stor del av dessa lägen. Den för reflexion mot exempelvis (100) erforderliga vinkeln med den infallande strålen bilda alltså ett antal kristallkorn, så belägna sinsemellan att de mot deras kubytor reflekterade strålarna bilda ett koniskt knippe med den infallande strålen till axel och spetsen i pulverskiktet. Då dessa strålar träffa en fotografisk plåt uppstå ett antal fläckar, belägna på omkretsen av en cirkel. Fläckarna övergå i varandra och en sammanhängande cirkellinje uppstår, då pulvret är mycket fint. På samma sätt reflekteras nu den infallande röntgenstrålen mot (110)-, (111)-planen o. s. v. De härvid uppkommande cirklarna äga större radie. På plåten uppstår alltså ett system av koncentriska cirklar. Ur dessas radier samt avståndet mellan mineralprovet och plåten kunna nu reflexionsvinklarna beräknas.

Vanligen användes film i stället för plåt och denna böjes så att den i form av en cylinder omger provet, som placeras i kamerans mitt.

Ur de mot de olika cirklarna svarande reflexionsvinklarna kunna de för beräkningen av strukturen nödvändiga uppgifterna erhållas. Vanligen angivas vinklarna i form av $sin^2 \varphi$, där φ är halva vinkeln mellan den infallande och den reflekterade strålen. Är mine-

[1] Vid interferens i högre ordningar.

ralet nu reguljärt, förhålla sig $sin^2\varphi$ för de olika reflexionsvinklarna såsom en serie hela tal. Denna sats kan härledas på följande sätt.

Ekvationen (1) kan, om den kvadreras, skrivas

$$sin^2\,\varphi = \frac{r^2\lambda^2}{4\,d^2} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1\text{ a})$$

För reguljära strukturer är avståndet mellan likartade atomplan, parallela med (hkl)

$$d_{hkl} = \frac{a}{\sqrt{h^2+k^2+l^2}} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

där a är avståndet mellan de likartade atomplan, som äro parallella med kubsidorna (100). Insättes detta värde i (1 a) erhålles

$$sin^2\,\varphi = \frac{\lambda^2}{4a^2}(r^2h^2+r^2k^2+r^2l^2)$$

eller, om med H, K, L betecknas rh, rk och rl

$$sin^2\,\varphi = \frac{\lambda^2}{4\,a^2}(H^2+K^2+L^2) \quad \ldots\ldots\ldots \quad (3)$$

Varje sådant yttryck (3) med olika H, K, L svarar mot en viss cirkel på plåten. $\frac{\lambda^2}{4\,a^2}$ är en konstant. $(H^2+K^2+L^2)$ måste vara ett helt tal, då nämligen r är ett helt tal samt h, k och l (MILLERska indices) äro hela tal, inklusive noll. De mot olika reflexionsvinklar svarande sinuskvadraterna måste alltså förhålla sig som hela tal.

Om strukturen är den enklast tänkbara reguljära struktur, d. v. s. utgöres av ett enkelt kubiskt rymdnät, bliva sinuskvadraterna följande, varvid början göres med den minsta:

$$sin^2\varphi_{\text{I}} = \frac{\lambda^2}{4\,a^2}(1^2+0^2+0^2) = \frac{\lambda^2}{4\,a^2}\cdot 1$$

$$sin^2\varphi_{\text{II}} = \frac{\lambda^2}{4\,a^2}(1^2+1^2+0^2) = \frac{\lambda^2}{4\,a^2}\cdot 2$$

$$sin^2\varphi_{\text{III}} = \frac{\lambda^2}{4\,a^2}(1^2+1^2+1^2) = \frac{\lambda^2}{4\,a^2}\cdot 3$$

o. s. v.

Ur varje sådan ekvation, motsvarande en viss linje på filmen, kan nu a beräknas.

På en film av klorkalium, som kan anses representera ett enkelt kubiskt rymdnät, kan denna serie sinuskvadrater uppmätas. Är den reguljära strukturen däremot ej enkelt kubisk, utan äro flera

enkla kubiska rymdnät placerade i varandra, bortfalla vissa linjer på filmen och serien av hela tal blir alltså en annan, t. ex. för rymdcentrerade kubiska strukturer 2, 4, 6, 8 o. s. v. För en viss strukturtyp är en viss talserie karakteristisk.

De för strukturer med lägre symmetri gällande uttrycken på $sin^2\varphi$ härledas på samma sätt som ovan ur (1 a), om i stället för (2) insättas motsvarande formel för andra strukturer. Mera komplicerade uttryck erhålles då; för triklin symmetri blir $sin^2\varphi$ ett uttryck, vari sex konstanter, innehållande våglängden jämte rymdnätets dimensioner och vinklar, äro multiplicerade med olika kombinationer av H, K och L.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Bäckström, Holmquist och föredraganden.

Efter föredraget demonstrerades av föredragshållaren Mineralogiska Institutionens nya röntgenanläggning för Debye-upptagningar, som genom frikostiga anslag av Stockholms Högskolas Styrelse och Ingeniörsvetenskapsakademien under sommaren förvärvats och installerats.

Till införande i Förhandlingarna anmälde sekreteraren:

I. Wallerius: Två geologiskt intressanta platser i Klövedal, Bohus län samt

H. Munthe: Ett par fynd av bison från Östergötland i ny belysning.



GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR.

BAND 44. HÄFT. 3—4. N:o 349.

The Rocks and Contact Minerals of the Mansjö Mountain.

By

Harry von Eckermann.

Contents.

Introduction.

The Mansjö Mt. is situated in the parish of Loos, in the province of Hälsingland, in northern Sweden, and forms there the eastern boundary of Lake Mansjö, a lake-like expansion of Lo-ån, a tributary of the river »Woxnan».

On the side towards the lake, the mountain falls near its crest in precipitous cliffs probably representing an ancient fault in the mountain massive, even if this last statement cannot be directly proved by the presence of a crush-breccia. Lower down, nearer the shore of the lake, the foot of the mountain is buried beneath a layer of moraine material several metres deep, while, towards the north-east, after passing a small swamp-filled valley, the hill merges into the great mountain-aggregate called Hässjaberg-Hornsberg.

The Mansjö Mt. is easily accessible from the Lobonäs railway station, on the Woxna-Lobonäs line, whence the highway runs some eight kilometers to the neighbourhood of Mansjö farm. From this spot there is a cart road up to the farmhouse itself, while a convenient foot-path leads from there to the summit of the mountain (Plate LXVI).

The first time the Mansjö Mt. is spoken of is in the Mineral Surveyor's Reports (»bergmästare relationerna») for 1748, where mention is made of ancient iron ore workings, which had, however, been soon abandoned as exhausted.

Then we find Mansjön in C. Östberg's Mineralogical description of Färila, Ovanåker and Woxna parishes, published in »The Annals of the Iron Institute of Sweden» (Järnkontorets annaler) for 1838, where it is stated that a number of separate trial workings had once been begun but afterwards deserted, an iron ore blastfurnace which it had been the intention to build at Lobo not having been erected. In 1837 the claims had been taken up again in the hope of finding the ore easily reducible (»lättgången») lying, as it did, in the same mountain in which there existed a considerable layer of primitive limestone. This hope was defeated, however, as may be seen by the analysis published in the »Järnkontorets annaler» for 1838, p. 264, and the mines were definitely abandoned.

According to Östberg, the limestone in question still continued to be quarried, however, although »on a very small scale, as the peasants of Ore and Rättvik parishes, in the province of Dalecarlia, supply

southern Hälsingland with the needful amount of material for mortar, and as the peasantry are still ignorant of the use that can be made of lime for farming purposes».

At a later date, the limestone quarries were worked more extensively by the owners of the Woxna Ironworks, who employed the stone both for blastfurnaces at the works and also for the farmlands. Even as late as the Swedish geologist BLOMBERG's visit in 1890, in connection with the geological survey of the district of Gävleborg, one of the three existing quarries was still being worked, but all operations ceased entirely a short time afterwards.

During the course of an investigation of the ore resources of the Woxna Ironworks, my attention was drawn to the Mansjö iron mines by the above-mentioned paper in the Annals of the Iron Institute (42), and during the summer of 1920 I visited the mines for the purpose of examining them in some detail. An approximative magnetometric survey showed an extremely weak deviation of the compass, and the whole investigation pointed to the mines' being economically worthless and to the »ore» mainly consisting of eulysite. However, I employed the opportunity to visit the old limestone quarries, too, and found them completely overgrown with timber of some thirty years' growth. On taking a sample rock from the side of the hill, I exposed a limestone intersected by beautiful sky-blue and yellow mineral veins. I now determined to submit the limestone quarry and the surrounding rocks to a detailed geological and mineralogical investigation.

For this purpose, the quarry was cleared from timber and the rock-surfaces, exposed by former blasting, from moss and lichens. The surrounding fundamental rock was freed from earth at every tenth metre, over an area 200 metres in length and 200 in breadth, while the contacts between the limestone, eulysite and the neighbouring rock were exposed by means of fresh blastings. In order to map out the results, a 500-metre long base-line was staked out along the crest of the mountain in a NW—SE direction. In addition to this, a contour was drawn around the whole of the limestone area by means of »one-metre» equidistance-curves, in order thereby to be better able to show the connection that was seen to exist between the geological structure and the topography of the mountain. I am desirous to gratefully acknowledge here the help I received in this work from Mr. BJELKE and Mr. LINDAURE, Chief Foresters.

During the course of this field-work, which went on in the autumn of 1920 and the summer and autumn of 1921, results were obtained of such interest that, in order to verify my final deductions, I deter-

mined to have recourse to diamond-drilling for the purpose of obtaining a profile through the rock-system of the Mansjö Mt. The first drill-hole, which happened to follow an overflexed part of the limestone which was not observed in the field, was unsuccessful; the second, on the other hand, gave the profile wished for.

The drilling, which was carried out under somewhat difficult conditions, in consequence of all the water for the machinery having to be carried up the mountain, was concluded just before Christmas, 1920.

The drill cores, and the sample material were afterwards examined during the winter of 1920—21 and the autumn of 1921, partly at the Mineralogical Institute of the Stockholm University and partly in my own laboratory at Ljusne. In these investigations, the optic determinations of the minerals were carried out, in accordance with FEDOROFF's method, with my microscope of FUESS' new theodolite-model. Two different sets of glass hemispheres were employed with a refractive index of 1.515 and 1.673, and all the corrections for minerals with different refraction have been executed graphically on diagrams constructed by me in accordance with FEDOROFF (23. pp. 149—150) and on a scale large enough to permit of correction within a deviation of one minute. At first I employed a turning stage that had been mounted on the LEITZ microscope (of the latest model) employed for the other optical investigations, but ceased to use it, in consequence of insufficient possibilities for adjustment, it being impossible to satisfactorily co-ordinate the optic axis of the microscope and the two vertical rotation axes of the stage, and also on account of an insufficient rotation angle for the horizontal I-axis (cfr. 23).

While carrying out the above-mentioned corrections, the refractive indices of the respective minerals —, to the extent that they have not been determined separately by the refractometer (FUESS' construction), by prism (the method of least deviation) or by immersion — were determined to two places of decimals by NIKITIN's method (23. p. 214). According to the formula:

$$n_x = \cos \varrho \sqrt{n_e^2 - n_1^2 \cdot \sin^2 J} + n_1 \sin J \cdot \sin \varrho$$

the index sought for, n_x, was calculated from the Canada balsam index n_e, the index, n_1, of the glass hemispheres, and the rotation angles, ϱ and J, which a fissure filled with balsam, and arranged parallel with one of the Nicol planes, gives for the least breadth and total reflexion (invisibility), respectively. In making the determinations, only straight and level fissures have been chosen.

The exactness thus gained is sufficient to obtain a fully satisfactory correction-constant in the case of refractions of mean value.

The results of the readings of the theodolite microscope have been projected on a stereographic net, to the extent that construction has been necessary in the determination of an axial angle in instances where only one emerging axis has been observed, or for the purpose of checking the position of traversing- and twinning planes in respect to other crystallographical- and optical directions, etc. NIKITIN's hemisphere has been employed in some instances, but its use was afterwards rejected, its employment not allowing the preservation of the construction records.

The birefrigence of the minerals has been determined by means of BABINET's compensator on FUESS' microscope and BEREK's compensator on LEITZ's microscope.

All determinations of specific weight have been carried out by weighing in benzol, partly on an ordinary analysis scales and, in the case of the estimation of small quantities, on a microchemical scales correct to one-thousandth part of a milligramme. Mr. G. FLINK, Ph. D., has kindly placed his great experience at my disposal in the practical equipping of the scales for these determinations.

I have had the advantage of having the chemical analyses carried out by Professor J. PETRÉN and Miss N. SAHLBOM, Ph. D. I have executed some few analyses myself at my own laboratory. In these instances, there have always been made two parallel analyses for each determination, while, in the case of the agreement being unsatisfactory, there has been executed a third analysis. The mean of the determinations lying within permissible variations has been taken as the analysis finally accepted. When calculating the molecular proportions I have in all instances used OSANN's tables.

Last year, on the occasion of the 50-years' Jubilee of the Geological Society of Sweden, I communicated the preliminary results of my labours in a short lecture, a reference to which is made in the Transactions of the Swedish Geological Society. (G. F. F. 1921, pp. 489—495).

During the course of the subsequent work of investigation, such interesting results have been gained, both from a petrographical and mineralogical point of view, that I now consider it advisable to publish the survey of the Rocks and Contact Minerals of Mansjö Mt., which constitutes the results of the investigations hitherto carried out.[1]

[1] Certain differences between the statements in my lecture concerning the tectonic occurrences of the rocks and those given here, are due to new facts brought to light during the subsequent mapping of the field.

It is true that much labour remains to be done before all the Mansjö Mt. minerals have been exhaustively analyzed and determined, but I hope to have opportunities in the future to contribute to the execution of a part, at least, of these investigations.

Before passing to a view of the geology of Mansjö Mt. I beg to express here my deep-felt thanks to Professor P. QUENSEL, both for the permission I have enjoyed to have at my free disposal the instruments and apparatus of the Mineralogical Institute of the Stockholm University, and also for the great interest with which he has followed the results of my investigations, and the highly necessary criticisms with which he has corrected my final deductions and work in general. My special thanks are due to my former teacher Professor P. J. HOLMQUIST for all the interest he has shown in my present investigations. I also owe a debt of gratitude to Mr. G. AMINOFF, Ph. D., for much good advice and valuable hints during the course of the mineralogical work. G. AHLMANN, M. E. has been kind enough to superintend and direct the blasting- and excavation work carried out during the summer of 1921 for the purpose of revising the geological chart of the mountain; in addition to which, he has, at the same time, assisted me in the collection of the rock specimens. Finally, I have to thank C. W. CARLSSON, Preparator at the Stockholm University, and A. R. ANDERSSON, Preparator at the University of Uppsala, both of whom, with their well-known skill, have made the 350 thin-sections that have formed the basis of the microscopical determinations.

On the petrological map of the Mansjö Mt. I have kept the Swedish names of the localities. Unnamed localities are referred to by combining the contour intervals and vertical lines imagined drawn from the capitals inserted along the upper and lower margins of the map.

If a locality happens to be situated on a contour interval between two capitals, it is indicated by mentioning both the letters, for instance A—B—32.

General description of the rocks of the Mansjö district.

The rocks around Lake Mansjö, like all those along the valleys of the Rivers Woxnan and Loån, are, geologically, scarcely known or described.

SVEDMARK, in 1891 (35) has given some rather incomplete and fragmentary »Geological Communications» from a journey in these districts, in which he mentions the occurrence of »some diorite», an-

cient ironmines and limestone at Mansjö, but the map he has drawn shows, south of the greenstones and shales of the Loos-district, nothing but gneiss, without stating anything as to its character.

When BLOMBERG, somewhat later (1895) published his geological description of the province of Gävleborg, he collected all the gneisses of the province into one geological whole, although he allowed the existence of a great variety of »colours, grains and compositions», and also distinguished between gray gneiss, red gneiss and red porphyritic gneiss. A detailed description is wanting, however. The Mansjö Mt. in BLOMBERG's map, lies in the gray gneiss district, from which there has been isolated, west of Mansjö, a smaller occurence of red gneiss. Northwards, the gneiss-field is bounded by the eruptive rocks and shales of the Loos district, and by the serarchæan-granite mountain massive around Lake Dåasen; southwards, the uniformity is broken only by a little green dot at Lobonäs, this, according to the legend of the map, showing diorite or gabbro.

In TÖRNEBOHM's large geological survey chart (1910), the mapping is essentially the same; the little patch marking the greenstone at Lobonäs has been taken away, the same being the case with the red gneiss west of the Mansjön, while, on the other hand, to the east, the central parts of the red porphyritic gneiss districts have been transferred — and most probably correctly so — to the oldest granites. Within the Loos district, TÖRNEBOHM appears to have followed BLOMBERG's map.

It is not my intention, in this connection, to endeavour to give even a summary description of the rocks of the province of Hälsingland, but, during my excursions through this neighbourhood, continued through a course of several years, I obtained a strong impression that the real condition of things is considerably more complicated than would appear from the maps hitherto published, and that a revision of the geological map of this district is quite necessary.

As long as such a revision remains an unrealized hope, the Mansjö district described below cannot be arranged with sufficient accuracy in geological agreement with the rocks of the surrounding district as a whole, especially as the filling of the Loå- and Woxna valleys with morainic boulders, glacial sand and gravel has left nothing but the crown of the mountains uncovered; all connections, consequently, having to be made across great distances.

Of special interest is the close neighbourhood of the Mansjö Mt. to the eruptives of the Loos field, which are exposed in Hjärpberg, only five km north-west of Mansjö farm. South-east from Mansjö, on the six km distant Loberget, I have found a small, not yet

definitely determined, greenstone occurence which possibly, in consequence of the existing erratic blocks, has been the source of the gabbro occurence, assigned by BLOMBERG to Lobonäs, but which, as far as I have been able to discover, it is impossible to locate in that place, in consequence of the morainic coverings.

On the north-east slopes of Loberget there occurs eulysite, of which more will be said later on (p. 253).

Still farther to the south-east, at »Södra Svensbo», half-way between Mansjön and the Woxna Ironworks, I found, in the autumn of 1920, an outcrop of uralitisized greenstone in the immediate neighbourhood of a quartzitic schistose rock with which graphite is strongly associated, but time has not yet allowed of any detailed examination of this.

The stretch of hill forming the south-west side of the valley of the River Woxnan, encloses along its crown, south-west of the Woxna Ironworks at Gymåsberget, an ore deposit of hematite in amphibolitic schists. The amphibolite alternates with gray, granitic gneiss, sometimes of a leptitic or micaceous schistose character, together with which it is strongly folded. During the course of two borings with diamond drills carried out by me at an earlier date right across the ore-deposit, it was proved that both the gneiss and the amphibolite is penetrated by an acidic gneiss-granite which, of femic constituents, carries merely a little biotite and which, besides, both microscopically and megascopically, agrees completely with the Mansjö gneiss-granite described below.

North-west of the Woxna Ironworks, in that part of the stretch of hill which goes by the name of Kilberget, there is found a beautifully developed migmatitic gneiss, which had been exposed during the quarrying of stone for house-building purpose.

I have in but few places seen the fusion of an older rock by a younger one better illustrated in our Swedish primitive rocks than here.[1]

Apparently, a highly stratified gneiss — possibly the same crystalline schist as that described below at Mansjö Mt. — has been fused by a salic granite-magma, the light coloured grain of which strongly recalls both the gneiss-granite dykes in the Gymåsberget, and also the Mansjö-granite described below. All transitions can be observed, from sharp-angled fragments of gneiss to SEDERHOLM's so-called »ghostly traces». (28). It is my intention, after the thin sections have been manufactured and the analyses carried out, to give a

[1] I have presented a large slab of this rock to the collections of the Mineralogical Dept. of the University of Stockholm.

detailed account of this beautiful occurrence, in connection with a general revision of the geology of the upper part of the Woxna valley.

Immediately north of Kilberget, the cliff called Gymåsklitten, which to the east forms a perpendicular precipice, consists af a greenstone, whose extension is as yet undetermined, and which is probably an uralitisized gabbro. The perpendicular face of the hill constitutes a fault in the fundamental rock, formed between the greenstone and the eastern gneiss-granite, and is covered by a breccia-crust, consisting of greenstone fragments cemented together by quartz and flesh-red feldspar. The quartz is filled with druse cavities which are occupied by glass-clear or milky-coloured, beautifully crystallized quartz prisms.

At the south foot of the Gymåsklitten there occurs a peridotite discovered by me, but which has, as yet, been but superficially investigated. In part, it is pretty nearly a pure d u n i t e, but seems, as a rule, to have a l h e r z o l i t i c or h a r z b u r g i t i c composition, with colourless olivine, rhombic and monoclinic pyroxenes, ore-minerals, and beautifully green idiomorphic crystals of spinel.

Three miles north of the Gymåsklitten there occurs in the Räkarsvedjan hill a gray, fine-grained granite of the Stockholm type. The granite is of a fully homogeneous structure, and is apparently rich in microcline. Its relation to the gneiss-granite exposed eastwards, in Enfotaberget, on the other side of the Woxna valley, is unknown, but its freedom from all observable indications of gneiss-metamorphism, seems to refer it to a considerably younger period. Possibly, a future investigation, in connection with the previously mentioned detailed revision of the geology of the Woxna valley, will show that, like the Stockholm granite, it can be referred to the serarchæan groups.

In the Blommaberg heights, north of the Gymåsklitten, the rocks consist of gneiss-granite which is, however, traversed by greenstone dykes of a characteristic olive-green colour — probably old diabases, which are metamorphosed to metabasite. The same dykes have been observed by the writer to cut through the amphibolite in the Loberget. On the crown of the sharp rocky ridge east of Lake Stortjärn, there is visible, in solid rock, a red leptitic rock which, beneath the microscope, shows clastic structure; originally, it probably formed an agglomeration of weathered salic rock material, indicating an old land surface, possibly the same one that underlies the western Dalecarlian porphyry formations.

If we return to the Mansjö Mt., along the western valley slope of

the Loån, there can be observed, just opposite Loberget, on the crown of the so-called Nilsberg ridge, a fine-grained, salic, gray gneiss and, on the eastern slope of the same hill, a gneiss-granite traversed by veins of pegmatite.

At a distance of eight km north of the above tract, in the Ryttarklitten, opposite the Mansjö Mt., there is found, south of the Hjärpberget-greenstones, the red gneiss earlier observed by BLOMBERG, but not described by him.

This red gneiss appears to me to be most correctly interpreted as a red gneiss-granite which has resulted from the crystallization of the granite under great pressure. Quite the same rock — from a megascopical point of view — is found on the coast of the province of Hälsingland (N. Sweden) in the valley of the River Ljusnan, where its connection with a red porphyritic granite of undoubted primary fluidal structure is established. I have not yet, however, any microscopical or chemical proofs for this assumption of mine.

Petrographic Description of the Rocks of the Mansjö Mt.

The Younger Magmatic Series.

The Red Contorted Gneiss of Mansjö Mt.

As already pointed out, the rocks of the Mansjö Mt. are exposed nowhere but along the upper crown of the mountain.

The first exposed rock encountered on ascending the hill from the shore of Lake Mansjö, directly eastwards, consists of gneiss, of a red colour recalling the Ryttarklitten gneiss, but it is coarser in structure, with contorted schlieric biotite and coarsely crystalline, red pegmatite exudations.

It is traversed in several directions by knife-edged gray-black amphibolized diabase dykes, a few decimetres broad, which, in itself, is a rather rare phenomenon in the rocks of the province of Hälsingland.

A general sample was taken from the exposed surface of the rock and analysed by Miss N. SAHLBOM, Ph. D. The result is given in the Table below.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Mode %	
SiO_2	60.86	101.43	69.6	Quartz	23.4
TiO_2	0.86	1.07	—	Microcline	26.2
P_2O_5	0.17	0.12	—	Plagioclase	17.1

	%	Mol. prop.	Mol. %	Mode %	
Al_2O_3	19.06	18.69	12.6	Lepidomelan	16.7
Fe_2O_3	1.00	0·62	—	Chlorite	10.7
FeO	5.76	8.00	6.4	Sillimanite	5.5
MnO	0.11	0.15	—	Apatite	0.3
CaO	1.54	2.75	1.9	Zircon	0.1
MgO	2.59	6.47	4.3		
K_2O	5.57	5.92	4.0		
Na_2O	1.11	1.79	1.2		
H_2O	1.46	8.11	—		
	100.09		100.00		100.00

OSANN's system gives the following values:

s = 69.6	A = 5.2	a = 9.0	n = 2.3
	C = 1.9	c = 3.0	k = 1.5
	F = 10.7	f = 18.0	

which refers the rock to type Haut du Faite (s_{69} $a_{8.5}$ $c_{4.5}$ f_{17}) and to GRUBENMANN's Kata-alumina-gneiss group, (Sillimanite-gneisses).

Using the qualitative system, the norm of the rock is:

Quartz	22.44 %	Σ Sal. 80.11 %
Orthoclase	32.80 »	
Albite	9.43 »	
Anorthite	6.67 »	
Corundum	8.77 »	
Hypersthene	15.08 »	Σ fem. 18.45 %
Magnetite	1.39 »	
Ilmenite	1.67 »	
Apatite	0.31 »	
H_2O	1.46 »	
	100.02 %	

which brings the rock into the following position in the qualitative classification:

Class II	Dosalane
Order 4	Austrare
Rang 2	Dacase
Sub-rang 2	—

The gneiss consists chiefly of the minerals mentioned above, under the mode. Their proportions were calculated from the analysis, on

the basis of a microscopical examination, and then checked by several determinations on different thin-sections according to the Rosiwal method.

The FeO, MgO and MnO were assumed to enter proportionally into the mica and the chlorite. The H_2O, SiO_2 and Al_2O_3 were allotted according to the formulae:

Biotite $= 2\ H_2O \cdot K_2O \cdot 6\ MgO \cdot 3\ Al_2O_3 \cdot 9\ SiO_2$

Chlorite $= 2\ H_2O \cdot 3\ MgO \cdot 2\ SiO_2 \cdot 4\ (2\ H_2O \cdot 2\ MgO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2) = SpAt_4$

The amesitic composition of the chlorite has been chosen on account of the large angle of the optic axes, and because the chlorite is formed by the decomposition of the highly alumina-rich mica. As mentioned below, however, no exact optical determination of the chlorite has been possible.

All the TiO_2 was assumed to enter the mica as rutile-needles, and the Fe_2O_3 was allotted to the feldspars to account for the red pigment of the latter. Beneath the microscope, the structure of the rock seems to be granoblastic.

The M i c a. The high percentage of FeO shown by the analysis, is found in the considerable proportion of iron pointed to by the optical examination. The mica, when traversed by a ray of polarized light, appears of a greenish brown, and shows very decided pleochroism: α = light greenish-brown $< \beta = \gamma =$ brownish-black, almost opaque. It is partly greatly chloritized and contains sparse zircon crystals, with irregularly developed pleochroic haloes.

The angle of the optic axes is scarcely noticeable in convergent light, and it has not been possible to measure it on the turning stage. By means of the axial angle scale it has been determined to within a maximum of 2 degrees. The biotite is evidently a lepidomelan, and, as no titanite was observed, the rutile needles noticed in the biotite probably form the whole titanium-percentage of the rock.

The C h l o r i t e is a product of alteration of the lepidomelan, but it is so intimately intergrown with the latter that it has been impossible to make any reliable optical determinations. The angle of the optic axis varies from 65° up to 75°; the dispersion is clearly $\varrho < v$ and the colour is a strong green with pleochroism in yellowish green. The axial plane is parallel with (010). The composition probably lies between $SpAt_3$ and $SpAt_4$, where Sp is the serpentine- and At the amesite-molecule.

The M i c r o c l i n e is faintly perthitic and exhibits beautiful twinning. It encloses somewhat rounded idiomorphic quartz-grains, with faint undulous extinction.

The P l a g i o c l a s e, according to the analysis, has the mean composition Ab_{59} An_{41} i. e., somewhat higher than is shown by the optical·examination. Microscopically it is found as small crystals, chiefly in the biotite-streaks, and extinguishes zone-wise, with a maximum extinction in symmetrical sections in the kernel of about 22° and in the shell of about 15°. Its refraction being higher than that of quartz, the composition, therefore, varies between An_{32} and An_{40}. At its contacts towards the quartz, the plagioclase, which is always greatly pigmented, is, as a rule, bordered by a narrow belt of microline.

Besides occurring idiomorphic in the microcline, q u a r t z is also found xenomorphic between the feldspars, with strongly undulous extinction. M y r m e k i t e was observed in some few places.

A p a t i t e occurs as stray crystals, chiefly in the biotite streaks. S i l l i m a n i t e was observed in some few »synneusis-accumulations» (36. VOGT, p. 321) of short broken crystals prisms, or in elongated »fluidal» streaks of rather long crystal needles, chiefly in the neighbourhood of the mica.

In a contact against the above-mentioned metabasitic dykes penetrating the gneiss, there were observed in the fluidally structured metabasite, stray-fragments of a myrmekitic plagioclase, and also, along the knife-edged contact, a very evident contact-action, there having been crystallized along the contact a narrow band of very undulous quartz, in addition to which, a transformation had occurred within the gneiss, immediately at the contact, and in such a way that the quartz and the feldspar had been recrystallized, simultaneously with the formation of a row of myrmekitic »warts» along the contact-line and with the sinuous border-lines turned away from the contact (fig. 11).

If these observations be compared with the myrmekite found, even if sparsely, in the mica streaks, there is gained the impression that this latter myrmekite, too, is secondary.

Both the bordering lines of the highly pigmented plagioclase, the contorted and schlieric mica streaks, and the fluidal detritus-like accumulations af broken and often fragmentary sillimanite needles, as well as the new-crystallized, unpigmented microcline around the plagioclase, all point to a fusion of an older rock, richer in alumina and lime, by a more acidic and younger granite magma. Part of the alumina may also have been added through pneumatolytic action, indications of which are found in the often coarse pegmatitic structure.

Further evidence of this is given, too, by the above-mentioned ana-

lysis of the rock which, of course, from a purely chemical point of view, refer the gneiss to the quartz-mica-syenite group in the quantitative systems i. e., to a primary magma, the presence of which in this case could hardly come into question. The analysis, therefore, with its low percentage of silica and its high proportion of alumina, must point to a fusion and assimilation of a material with a very high percentage of alumina, by a more acidic primary magma.

Possibly, therefore, these red, contorted gneiss rocks on the west slope of the Mansjö Mt., point to a locality where fusion has taken place between the red gneiss granite of the Ryttarklitten, the Mansjö Mt. highly potassic light gneiss-granite, and the crystalline schists, with their large percentage of alumina. (See pp. 218 and 309.)

The red colour points to the first-named, (the red gneiss-granite), the light coloured gneiss-granite is recalled by the beautifully twined, pigment-free and somewhat perthitic microcline with its inclusions of corroded but plainly idiomorphic quartz grains without undulous extinction, while, finally, the schlieric sillimanite- and mica streaks appear to consist of remains of the crystalline schists.

An additional support for this interpretation of the genesis of the rocks is given by the metabasitic dykes. As will be shown later on (pp. 231, 232) these dykes are, it is true, younger than the light pegmatitic granite, but only to such a degree that this granite, on their intrusion, was still so warm as to allow of the formation locally of »floating» contacts. On the passage through the crystalline schists, on the other hand, the contacts not only form microscopically knife-edged chilled contacts, but also show no sign whatever of contact action on the wall-rock.

This is not the case, however, with the red contorted gneiss. Even if the contacts are microscopically knife-edged, still, as already mentioned, a not unimportant action has taken place on the wall-rock, even when the original diabase has been intruded into contraction-fissures of the gneiss, only some few centimetres wide. As, after the cooling of the diabase, the rocks could not possibly have been exposed to any regional metamorphism that could lead to a later exchange of material between the metabasite and the wall-rock — as, in such an event, it would have been possible to prove a similar metamorphism in the crystalline schists too — the only reasonable explanation is, that, at the time of the diabase-injection, the red gneiss still retained considerable heat, although it was not quite so warm as the light-coloured gneiss granite.

The red gneiss must also have been in this condition, of course, if, as has been surmised, it arose through the injection of the Mansjö

gneiss-granite into the crystalline schists, accompanied by the more or less complete fusion of the latter.

It has been impossible to determine whether the red gneiss-granite of the Ryttarklitten has also been assimilated by the Mansjö-gneiss-granite, or whether the former has partaken in the fusion as a differentiated part of about equal age of the same granite magma, but with a larger iron-percentage. To do this it would be necessary first to determine the age-relationship between the two gneiss-granites, but as the contact between them has not as yet been reliably observed, this problem must be left for future investigations to decide.

The Mansjö Gneiss Granite.

If we continue from the red, contorted gneiss up the slope of the hill, we encounter, after some few score metres, both in block and as solid rock, the white gneiss-granite of the Mansjö Mt.

Westward, this granite is bounded by the red gneiss; eastward it is encountered as the youngest rock everywhere in the outcrops all the way to Hässjaberget. It is found both in great massives east and south-east of the synclinally folded, older Mansjö gneiss formation, the outcrop of which runs along the crown of the Mansjö Mt., and also penetrating this synclinal in innumerable large pegmatite dykes and small apophyses, enclosing fragments of crystalline schists and related limestone, amphibolites, peridotite and eulysite. The eulysite fragments are derived from the occurrence of this rare rock mainly along the north-eastern crown of the hill, (= north-eastern limb of the syncline).

The above-mentioned occurrence of gneiss-granite on the western slope of the Mansjö Mt. ought probably to be regarded as injected pegmatitic magma-flows between the dislocated beds of the older gneiss series, embracing crystalline schists, amphibolites and limestone — a deduction which is confirmed by the section through the hill obtained by the diamond drilling (Pl. LXVII). Specially powerful has been the penetration of the pegmatite magma of the gneiss-granite along the bedding surface between the underlying crystalline schist and the limestone, whence the magma has further penetrated the limestone layers with numerous highly pegmatitic apophyses. Hereby the limestone has, so to say, »floated» on top of the pegmatitic magma, and the latter, by the action of heat and mineralizers, has given rise to the magnificent contact-mineral formations which are described later on (p. 323).

The pegmatite dykes have, in their turn, by the addition of lime

from the limestone layer, and of iron from the eulysite, besides pneumatolytic loss of alkalis, magnesia and alumina, been subject to important alterations before solidification. Of altogether special interest are the several decimetres broad »eruptive» apatite- and pyroxene dykes, which appear as the last forms assumed by the pegmatite apophyses cutting through the limestone, and which are described in detail below (p. 336).

Other mineralogical changes in the composition of the pegmatite dykes are described in connection with the rocks they intersect.

Megascopically, the gneiss-granite is, as a rule, of a homogeneous massive structure, occasionally with local schlieric facies, pretty nearly white and rather coarse-grained, consisting chiefly of potassic feldspar and quartz, together with a few flakes of biotite, and a beautiful light-red garnet which appears in the form of small, sharp crystals distributed uniformly and sparsely in a characteristic way in the granite. The granite is very rich in pegmatitic segregations and veins, which locally give it a gneissous appearance. Its wealth of mineralisers, the injective power of its pegmatitic rest-solutions and its mineral formations, pointing to high pressure, all show that the gneiss-granite formed the last portion of a salic differentiated magma, where the volatile components have been enriched by the earlier crystallization of the solid phases.

Near the contact to the gneiss and amphibolite, the granite often assumes a sugar-grained aplitic appearance; at the limestone and eulysite contacts, on the other hand, its habit becomes more coarsely crystalline.

Professor J. PETRÉN has had the kindness to execute for me an analysis of a general sample taken from the gneiss granite on the west slope of the mountain. It is given below (I), in company with other analyses of nearly related rocks.

	I	I a	I b	II	III
SiO_2	74.16 %	123.60	81.00 %	73.91 %	71.25 %
Al_2O_3	15.22 %	14.92	9.80 %	13.90 %	16.09 %
Fe_2O_3	—	—	—	0.14 %	0.32 %
FeO	2.23 %	3.10	2.16 %	1.01 %	1.56 %
MnO	0.13 %	0.18	—	tr	0.18 %
MgO	0.20 %	0.50	0.39 %	0.28 %	0.28 %
CaO	0.47 %	0.84	0.54 %	1.00 %	0.66 %
K_2O	7.10 %	7.55	4.96 %	6.53 %	7.96 %
Na_2O	1.08 %	1.74	1.15 %	2.42 %	0.81 %
TiO_2	—	—	—	0.22 %	—
H_2O	—	—	—	0.52 %	—
	100.59 %		100.00 %	99.93 %	99.11 %

I. Mansjö gneiss-granite; Anal. J. PETRÉN.
I a. Molecular proportions of I.
I b. Molecular percentages of I.
II. "Perniö" granite, Orijärvi (Finland) district; Anal. P. ESKOLA, Bull. d. la Com. Geol. d. Finlande, N:o 40, p. 18.
III. Stockholm granite. Ensta; Anal. E. ERDMAN, Bull. o. Geolog. Instit. of Upsala, Vol. VII, p. 259.

OSANN's system gives the following values:

s = 81.00	A = 6.11	a = 20.0	n = 1.8	T = 3.2
	C = 0.54	c = 1.5	k = 2.0	M = 0.0
	F = 2.55	f = 8.5		

and refers the rock to Type Quincy (s_{80} $a_{20.5}$ c_0 $f_{9.5}$). A calculation of the OSANN values by compensation for the alumina according to OSANN's method N:o 3 (25. p. 16), leads to the same type.

The norm of the quantitative system and the mode given by the analyses, supported by the microscopic investigations, are as follows:

Norm			*Mode*		*Average size of Crystals*
Quartz	36.96	Σ Sal. 95.64 %	Quartz	36.9 %	2 *mm*
Orthoclase	42.26		Microcline + 9 % pertitic albite	40.3 %	2 *mm*
Albite	9.43		Plagioclase Ab_{68} An_{32}	8.4 %	0.3 *mm*
Anorthite	2.50		Lepidomelan	2.5 %	1 *mm*
Corundum	4.49		Muscovite	3.0 %	0.5 *mm*
Hypersthene	4.52	Σ Fem. 4.85 %	Almandite	4.5 %	1 *mm*
	100.49 %		Andalusite	4.3 %	2 *mm*
			Zircon	0.1 %	0.05 *mm*
			Orthite, Apatite		0.05 *mm*
			Diopside-microlites		0.05 *mm*
				100.0 %	

In the qualitative system, therefore, the gneiss granite belongs to:

Class I Persalane
Order 3 Columbare
Rang 1 Alaskase
Sub-Rang 2 Magdeburgose.

Together with certain extreme analyses from the Stockholm granite — like that given above in III — the Mansjö granite, therefore, probably shows one of the greatest excesses of potassium atoms in proportion to the sodium atoms occurring among the Swedish granites.

In this respect, if we neglect the higher percentage of alumina, it recalls the Klinzenberg (Magdeburg) quartz porphyry (38. pp. 57—59), classified in the same sub-rang. The chemical agreement with the Stockholm granite does not, however, extend to the megascopic and microscopic features, where the types are altogether different.

In spite of the low sodium-content, we find, on the other hand, a certain marked agreement between the Mansjö granite and the Finland microcline granites (Analysis II), e. g., the microcline predominates; garnet occurs in both as a constant component, and femic minerals are subordinate and hardly ever prominent.

The component minerals are those mentioned above under »Mode», the andalusite and sillimanite replacing and excluding each other. In the sillimanitic granite, the percentage of muscovite, too, appears to be lower; the consequence, most probably, of muscovite being in part a transformation product of andalusite.

With regard to the various minerals, the following observations have been made:

Quartz: This occurs in three generations. The earliest crystallized quartz consist of idiomorphic crystals enclosed in the microcline, with angles rounded by corrosion. This generation extinguishes almost entirely without any undulous shadows.

The second generation presents idiomorphic boundaries towards the microcline, without being enclosed by the latter; this quartz is without the first generation's prominent characteristic of corrosion. It seems, on the other hand, to have itself corroded the feldspar.

The third generation consists of the last crystallisation-remainder of the magma, and fills the interspaces between the other quartz and the feldspars. It is strongly undulous, although not parallel to the c-axis, but irregularly in various directions.

The oldest quartz seems to be almost entirely free from all inclusions, while the gas- and liquid-filled minute cavities (libellæ observed) increase as the age decreases.

Feldspars: The microcline's perthitic formation is most magnificient, often in a characteristic »reflex structure», the closest resemblance to which are the light reflexions of waves along the side of a vessel (fig. 6).

The albite »strings» often show evident lamellar twinning according to the albite-law and, in the microcline, are orientated parallel to (100). The specific weight of the perthitic microcline was determined, in a somewhat large, »reflex-structured», isolated crystal at 2.556. If the specific weight of the microcline is put at 2.540 and that of the albite at 2.624 (according to Rosenbusch)

there is thereby obtained an estimated composition of the perthitic microcline of

$$Ab_{25}\ Or_{75}.$$

To check this, the volume percentage has been determined, according to ROSIWAL's method, of a thin section of the same crystal, and from this the weight percentage has afterwards been calculated, the same values being employed. This gave:

$$Ab_{25\cdot4}\ \ Or_{74\cdot6}.$$

The agreement, then, being fully satisfactory, the average perthitic composition for the microcline in a considerable number of thin sections has been accordingly determined at

$$Ab_9\ Or_{91}.$$

The microcline extinguishes on sections cut parallel to (010) 5° 6′ with reference to the traces of (001); its refractive indices, measured by total refraction, are found to be:

$$\alpha_{Na} = 1.5177 \quad \beta_{Na} = 1.5225 \quad \gamma_{Na} = 1.5247$$

and its axial angle has been determined on the turning-stage at

$$2\ V_{Na} = 69^\circ 01'$$

Consequently:

$$(\gamma - \alpha)_{Na} = 0.0070$$
$$(\gamma - \beta)_{Na} = 0.0022$$
$$(\beta - \alpha)_{Na} = 0.0048$$

These give as checking result:

$$tg\ V_{Na} = \sqrt{\frac{\gamma - \beta}{\beta - \alpha}} \quad \therefore \quad V_{Na} = 34^\circ 06'$$
$$\therefore\ 2\ V_{Na} = 68^\circ 12'$$

The not fully satisfactory difference between the observed and the calculated angle of the optic axis is probably due to the influence of the albite strings on the results of the readings.

The plagioclase evidently varies very much chemically. Its maximum extinction in symmetrically cut sections varies zonally from 5° or 6° up to 18° or 20°, i. e., from An_{24} to An_{38}. I have therefore considered any more detailed optical determinations of the plagioclase characteristics to be of no great value.

Where it is in contact with the microcline, the plagioclase is, as a

rule, surrounded by a thin shell of albite which, contrasted with the plagioclase, somewhat pigmented by alteration, appears clear and unchanged. In full agreement with ESKOLA's and MÄKINEN's observations in respect to the microcline-granite of Finland, this albite shell is wanting, however, at the limits towards the quartz.

The plagioclase appears, almost without exception, to have crystallized before the microcline, in which latter it is wholly or partly enclosed (fig. 7).

In this respect there is a close agreement with the Finland Perniö-granites where, according to ESKOLA (11. p. 24), the plagioclase also appears idiomorphic in respect to the microcline, although the latter ought to have been the first to crystallize from an eutectic Or—Ab.

In the case of the Mansjö pegmatite granite, the state of things is so pregnant, that it is difficult to accept ESKOLA's explanation of a second supersaturation- and corrosion-period having been the cause of the xenomorphic formation of the microcline in relation to a later crystallized plagioclase.

Combined with quartz, the plagioclase also occurs sparsely as a coarse-structured myrmekite.

G a r n e t. In thin sections, the garnet is of a very beautiful light red, with sharp crystal edges. It is free from enclosures and, together with the mica, appears to be the first link in the chain of crystallisation.

Its refractive index has been determined, according to NIKITIN, at 1.80, and its specific weight at 3.996. The garnet, consequently, is probably an almandite.

M i c a. The gneiss-granite contains two different micas; the one most evident in the field is a ferro-magnesia-mica, strongly pleochroic, in accordance with the absorption:

$$\alpha = \text{light brownish green} > \beta = \gamma = \text{brownish black}$$

and is evidently a lepidomelan. The angle of the optic axis was determined by the axial angle scale at about 3°. The crystals are as a rule, corroded, and zircon enclosures occur rarely, with scarcely noticeable pleochroic haloes. Lepidomelan is found enclosed in all the other minerals except garnet and together with the latter forms the first link in the chain of crystallization. In part however, the lepidomelan is in course of transformation into chlorite. In certain solitary instances it is fully chloritized.

In addition to the magnesia-mica there occurs, unevenly distributed in the rock a colourless, strongly double refractive potassium-mica. Its percentage in the rocks is specially increased in the pegmatitic

forms of the gneiss-granite, as well as in those parts of the latter containing andalusite.

While, in the first instance, the mica is of a muscovitic character with an observed axial angle of $2\,E = 68^\circ$—69°, it shows, in the second case, a closer relationship to sericite, the axis-angle falling to $2\,E_{Na} = 25^\circ - 30^\circ$. This sericitic mica evidently forms an alteration product of the andalusite and, in the rock, is talc-like and greasy to the touch, in distinction from the glittering muscovitic mica.

This latter appears, like the biotite, idiomorphic in respect to the other minerals, while the micas, in regard to each other, are xenomorphic.

Andalusite. In the diamond drill-hole N:o 1, there was encountered in the gneiss-granite, at the depth of 70 meters, immediately before the termination of the drilling operations, prismatic crystals 8—12 mm long and 2—3 mm square; the surface wore a beautiful silken sheen, the fracture was vitreous and the mineral a delicate pink colour. In the fracture, the mineral, megascopically, is very similar to the light-red garnet, and was at first mistaken for the latter.

It was found to be a rose-red andalusite, the crystal surfaces of which were covered with a thin film of sericitic potassium-mica.

A crystal section was ground at right angles to the prismatic cleavage and was examined on the turning-stage. The refraction was determined, in accordance with NIKITIN, to 1.640. By immersion it was fixed at 1.638. This value was employed for correction in determining the angle of the optic axis, when there was obtained:

$$2\ V_{Na} = (-)\ 85^\circ 5'$$

With BABINET's compensator there was found:

$$(\gamma - \beta)_{Na} = 0.006$$
$$(\beta - \alpha)_{Na} = 0.006$$

from which, consequently, there was calculated:

$$\alpha_{Na} = 1.632 \text{ (cal.)}$$
$$\beta_{Na} = 1.638 \text{ (obs.)}$$
$$\gamma_{Na} = 1.644 \text{ (cal.)}$$

I have obtained by direct measurement on my refractometer (FUESS's model):

$$\alpha = 1.633$$

A checking determination, by means of this, of the 2 V, in accordance with the approximate formula $tg\,V = \sqrt{\frac{\gamma - \beta}{\beta - \alpha}}$, gives 2 V

= (—) 90°, i. e., 4° 55′ too high value, a deviation, however, that lies within the permissible range of exactness of the BABINET compensator for the low birefringence in question.

Dispersion is evident, with $v > \varrho$.

Pleochroism is scarcely noticeable, with the light-ray which oscillates parallel to the c-axis a faint red, and that swinging at right angles, on the other hand, colourless.

Absorption $\alpha > \beta = \gamma$.

The rose-red colour disappears on heating. By means of a qualitative analysis-test it has not been possible to determine the presence of anything with certainty but silica and aluminium. A faint blue shade, on fusion together with salpetre, may point to the presence of manganese as the cause of the coloration. There was not, however, sufficient material at hand to allow of a complete qualitative analysis.

The specific weight is 3.097, a value which is possibly somewhat too low, this being the result of the andalusite enclosing microscopic sericite lamellæ.

In addition to the prismatic surfaces (110) and the basal plane (001) there has also been observed (011). The angle 110:110 has been measured to 89° 15′ (cfr. ROSENBUSCH: 89° 12′). The cleavages along the prism-surfaces and (100) are clearly visible beneath the microscope; the basal cleavage, on the other hand, is irregular and poorly developed:

The potassium-mica surrounding the andalusite shows very plainly beneath the microscope its character of an alteration-product, as it traverses the andalusite-crystals along the cleavages. (fig. 9.)

In a rather large andalusite crystal there was observed an enclosed idiomorphic quartz-crystal belonging to the »oldest generation», non-undulous, and with its c-axis parallel to that of the andalusite.

In all the thin sections examined, the andalusite crystals have mainly been surrounded by quartz of the »second» or »third generation». Whenever plagioclase and potassium-mica have occurred, the crystal boundaries have become irregular and the crystal surfaces partially or entirely obliterated.

In this respect, the mineral shows a complete agreement with the andalusite described by ESKOLA in the heterogeneous brecciated quartz-mica rocks from Orijärvi (11. p. 215). This agreement also extends to the colour of the mineral and to its optical characteristics, as will be seen by the following comparison:

	Mansjön: (ECKERMANN)	*Orijärvi:* (ESKOLA)
2 V (Obs.)	(–)85°5′	(–)82°50′
2 V (Cal.)	(–)90°0	(–)80°34′
α_{Na} (Obs.)	1.633	1.6348
β_{Na} (Obs.)	1.638	1.6403
γ_{Na}	1.644 cal.	1.6443 obs.

In the thin-sections of gneiss-granite which proved to contain andalusite, it has not been possible, on the other hand, to detect sillimanite.

Sillimanite, seems therefore, to replace andalusite in certain parts of the rock. It appears together with lepidomelan and potassium-mica, in irregular fibrolite aggregates which are sometimes of an undulous fluidal extension, just as in the typical sillimanite-gneiss, although, in other respects, it is impossible to detect in the rock any crystalline schistosity. (fig. 8.)

Apatite appears accessorily together with long threadlike microlite needles, probably consisting of diopside, which, especially in the neighbourhood of the contact with the limestone and crystalline schists, are found especially numerously within the microcline, traversing it in various directions, although, as a rule, in the same direction within the same crystal. It has not been possible, however, to prove any definite crystallographic orientation.

The sequence of crystallization of the above-mentioned minerals, taken in connection with my previous observations, seems to have been as follows:

{lepidomelan / almandite} -idiomorphic, non-undulous quartz- {andalusite / or / sillimanite} -

-plagioclase- {microcline / idiomorphic undulous quartz} -xenomorphic quartz.

All these minerals, with the exception of the last crystallized quartz, present more or less corroded contours which, however, cannot be taken as a proof of the existence of a later metamorphism, but which must constitute a primary structure of consolidation. I have, in this respect, come to the same opinion with regard to the Mansjö-granite, as that arrived at by ESKOLA respecting the Perniö microcline-granite of the Orijärvi (Finland) district. All the arguments he has brought forward there (11. p. 21 et seq.) can be applied directly to the Mansjö-granite.

Even if the two granites megascopically present marked diffe-

rences — the Finland granite being a coarse-grained porphyritic granite, while the Swedish is fine-grained and of uniform structure — still, both the chemical composition and the micro-structure of the mineral constituents are in such agreement that they can very well be considered as equivalents.

This is especially the case if the comparison be extended to the chemically equivalent, smooth-grained, gray Finland Hiitis-granite, which is geologically related to the Perniö-granite and gradually grades into the latter.

The only real difference probably lies in the Mansjö-granite's percentage of sillimanite and andalusite — the latter a mineral which is entirely absent from the Finland microcline granites. According to ESKOLA, sillimanite occurs sparsely around the biotite-flakes, but apparently in much smaller amount than in the Mansjö-granite.

This may possibly be connected with the latter's somewhat higher percentage of alumina, a fact which, in its turn, may be the result of the gneiss-granite, on making its appearance, having in a higher degree fused and assimilated older rocks with a very high percentage of alumina. Besides this, a pneumatolytic addition of alumina, as previously pointed out when discussing the contorted red gneiss, may also have played a part.

As SEDERHOLM (28. p. 20) and ESKOLA (11) have shown, the presence in the Finland microcline-granites of a considerable excess of alumina, and the alamandite crystals which have crystallized in the rock, may find a possible explanation by the assimilation just mentioned.

Even if this line of argument, from a general point of view, is not always in agreement with the actual condition of things, still there exist, in this instance, several observations and analogies that support the supposition in question.

Just as ESKOLA proved the occurrence in the Orijärvi district of a granite with cordierite- and andalusite constituents, rich in alumina, which may have been assimilated at deeper levels by the granite-magma, so, in the Mansjö Mt., too, there exist older rocks with high alumina percentages — such as diabase, and crystalline schists — which have been penetrated by the gneiss-granite. The most probable explanation in this instance would seem to be the assumption that it is the garnetiferous gneiss, connected with the limestone-beds, that have chiefly been assimilated, especially as there can be observed in many places fragments of this rock in various stages of fusion. In this connection special mention should be made of the outcrop south-east

of the path leading to »Utsikten» (The View), immediately before it crosses the contact between the gneiss-granite and the eulysite (see map, Pl. LXVI), where the rock consists of such a fragment.

An analogy showing all the fusion stages up to complete assimilation, in what is probably the same granite-magma, is also found in the previously (p. 21) mentioned migmatite in Kilberget at the Woxna Ironworks.

Towards the contacts of the non-migmatitized garnetiferous gneiss close to the limestone, there can also be seen how the percentages of garnet and sillimanite increase rapidly when approaching the contact.

The explanation of the problem why the excess of alumina — normally appearing as sillimanite —, within certain limited parts of the gneiss-granite, is entirely transformed into andalusite, is more difficult, however. It is true that the existence of this andalusite-bearing granite is known only from the diamond drill-hole, the writer not having yet succeeded in proving its existence in the samples from the surface-rocks, but still the observations made go to clearly show that the andalusite formation here is not a metamorphic feature, but a primary mineral-product in its original consolidation structure. It seems to occur in the larger masses of the gneiss-granite injection-beds in the garnet-bearing crystalline schists, and the granite itself appears to be characterized by a lower proportion of lepidomelan and a higher one of muscovite, and also by a fine-grained, but pegmatitic structure.

The idea cannot be entertained, therefore, that we have before us fragments or layers of an andalusite quartz-mica rock such as occurs at Orijärvi and which there is supposed by ESKOLA to consist of pneumatolytically transformed amphibolites, and this although the andalusite mineral itself shows a marked agreement in both instances.

The Mansjö Mt. »andalusite-bearing rock» may rather be described as an alumina-pegmatite of NIGGLI's third type and, among the examples stated by NIGGLI, to be most nearly in agreement with his garnet-andalusite pegmatite from Breitenhain (22. p. 173).

As the pegmatitic facies of the gneiss-granite have been especially rich in halogens, especially fluorine — as is seen by the extensive mineral formations along the pegmatite dykes traversing the limestone — and, as will be shown later on (p. 335), as a considerable transport of alumina has taken place in the form of aluminium-fluoride, between the same dykes and the limestone, it appears quite probable to me that the excess alumina in the andalusite-bearing pegmatitic

gneiss-granite sills has also originally existed chiefly as aluminium-fluoride.

At the alteration in pressure accompanying the intrusion into the gneiss, an interchange has taken place between the fluoride and the alkali- and alumino-silicates of the pegmatite solutions, during the course of which the andalusite has crystallized. This interchange may be supposed to have taken place in accordance with the formula:

$$2\ AlF_3 + H_2SiO_3 + 2H_2O = Al_2\ SiO_5 + 6\ HF$$

$$\underset{\text{Andalusite}}{2\ Al_2\ SiO_5} + \underset{\text{Microcline}}{K_2\ Al_2\ Si_6O_{16}} + 2H_2O = \underset{\text{Muscovite}}{2\ K.H_2\ Al_3\ Si_3O_{12}} + \underset{\text{Quartz}}{2\ SiO_2}$$

This confirms the observations formerly mentioned, according to which the andalusite, firstly, is only partly surrounded by muscovite and quartz, and, secondly, does not occur in contact with the microcline. There exist no absolutely reliable standpoints, based on experimental studies, for determining the conditions under which andalusite, sillimanite and disthene are formed: the only thing that is definitely known appears to be that, at high temperatures, andalusite and disthene are transformed into sillimanite, but that, at lower temperatures, all three minerals are stable.

As increased pressure can be supposed to move the transformation-point higher up the temperature-scale, there follows that andalusite can have been formed in those pegmatitic residual solutions of gneiss-granite that were under higher gas- and liquid pressures, while, simultaneously, sillimanite was crystallized from the approximately equally warm main part of the magma. The relative impenetrability of some of the intruded gneiss-layers to the volatile components of the pegmatite, and the formation of gas-pockets which easily results from such impenetrability, will, then, probably explain the local limitation of the andalusite-formation process to some certain sills of the intruding gneiss-granite, while at the same time, the pegmatitic facies of the granite outside the gneiss-district show absolutely no trace of andalusite.

It is possible that the formation of andalusite can, at the same time, be assumed to be related to the alumina concentration in the magma; the thin sections of the andalusitic gneiss-granite showing, as a rule, a somewhat greater percentage of andalusite than the proportion of sillimanite exhibited by the thin-sections of the main rock.

This increased proportion of alumina can, it is true, be a primary concentration-product in the pegmatitic residual magma, but, even in this case, the greater probability would seem to be that the concentration in question is a result of a primary assimilation of the

garnetiferous gneiss and a secondary pneumatolytic enrichment during the course of the concentration of the pegmatitic magma-phases and its »squeezing off» from the main part of the magma.

Finally, as another argument for regarding the excess of alumina as a product of assimilation (both in the andalusite- and the sillimanite-granite) there may be adduced another probability, as I believe I am in a position to place the variation which I have observed in the occurrence of myrmekite in the gneiss-granite, in connection with the assimilation process.

Just as in the neighbourhood of fully determinable fragments of crystalline schists and »skarn», enclosed in the gneiss-granite, the formation of myrmekite is inconsiderable or none — as is the case, too, in the pegmatite-apophyses — so, too, there are found patches within the gneiss-granite massive where no determinable fused-in or assimilated fragments are discernible, but where there is the same absence of myrmekite.

I have previously shown, in the description of the red, contorted gneiss, how, in consequence of an increased temperature and without any addition of silica, the formation of myrmekite had become possible along the contact of a diabase dyke cutting through the gneiss. Analogously, it should be possible to make the deduction that, in the gneiss-granite — where the temperature- and pressure-conditions have been such that myrmekite-formation constitutes a normal link of crystallization during the latter stages of the solidification of the magma — a sudden decrease in the temperature »fixes» the structural position above this eutectic crystallization-boundary and excludes the myrmekite.

The above-mentioned, more or less myrmekite-free patches in the, in other respects, megascopically homogeneous granite, constitute in this way a possible criterion for the existence of a local, greater consumption of heat, caused by the assimilation of older rock material.

The logical deduction of this course of reasoning, then, is that the excess of alumina must chiefly exist in those patches, i. e. that garnet, sillimanite and andalusite will be met with there to a preponderant degree.

On a microscopic investigation, this deduction has, too, been proved by the thin-sections I have examined. In order to be free from the possibility of any subjective mistake, I have measured, by means of an ocular-net, the volume-percentage of myrmekite, garnet and sillimanite in a number of thin-sections from different parts of the gneiss-granite.

With the myrmekite-percentage and the combined percentages of

the garnet and sillimanite as co-ordinates, each thin section examined has been entered in the accompanying Fig. 10. Even if the observation points thus obtained do not allow of their being united by one continuous curve, still it seems to me that the result unmistakably points to a confirmation of my deduction.

The Meta-Diabase.

Undoubtedly younger than the garnet-gneiss is a diabase-like greenstone which cuts through it with knife-edged contacts in dykes that can be as much as a couple of decimetres broad. As the diabase cuts directly across the folds of the crystalline schists, it is evidently of later date than the orogenic movements that caused these folds and, consequently, is also younger than the amphibolites and limestones partaking of the folding. It is younger, too, than the eulysite, the latter being intersected by the gneiss-granite; this, again, as will be shown below, being approximately of the same age as the diabase.

It was, however, impossible to prove any direct contact between the diabase and the eulysite.

The diabases also appear to have been mainly localized in that part of the crystalline schists in which the limestone is embedded.

One narrow surface-exposure has proved the existence of a somewhat large diabase dyke, almost one metre in breadth, opposite the largest limestone quarry in the foot-wall of the limestone, but separated from this by an intrusive pegmatite-granite several metres wide.

The knife-edged contact between the gneiss and diabase is wanting on the side towards the granite; the pegmatite-granite and the diabase there having almost undergone fusion into coalescence.

It has been difficult for me to decide whether the granite or the diabase is the younger, there being no visible enclosures of the diabase in the granite, or vice-versa. Both the granite and the diabase have penetrated along the plane of stratification between the limestone and the crystalline schists, this being the explanation of the occurrence of diabase in the foot-wall of the pegmatite.

From the conditions existing in the field, the impression is gained that either the diabase has come, as a younger formation, into contact with the hardly solidified granite mass, or else that the granite has partially fused the older diabase. In favour of the view that the diabase is the older, we have the fact that no traces of diabase dykes have been observed anywhere else in the gneiss-granite, although they exist in the amphibolite and garnetiferous crystalline schists. For

its being the younger there speak, on the other hand, the circumstances, first, of its high percentage of potassium, which has possibly been assimilated from the gneiss-granite, and also, to a certain degree, its microscopical structure. The latter, as regards those parts of the diabase intersecting the crystalline schists, is very dense, forming an extremely fine-grained mass of biotite, hornblende, feldspar and a little quartz — a determination of the constituent parts of which is difficult, even with the aid of the most powerful objectives — and which shows a distinctive fluidal structure. There is sometimes found in the neighbourhood of the contacts, scattered »accidental» phenocrysts of the plagioclase and quartz, which have been mechanically broken loose from the wall rocks. The nearer one comes to the pegmatite-granite, however, the coarser-grained does the crystallization become; at the same time that this latter partially assumes the ophitic solidification structure of the diabases. The structure never becomes fully typical, it is true; still, the lath-like feldspar is distinctive, or is replaced by recrystallized granular feldspar, where the arrangement of the grains in rows shows the old lath-structure.

If we were dealing here with a previously quickly solidified dense diabase which had been recrystallized by means of an accretion of heat, this secondary crystallization could hardly make its appearance otherwise than as a hornfels-structure, and not as an ophitic. A diabase, the slower consolidation of which had been caused by the vicinity of a warmer rock would, on the other hand, give the observed structure.

Without further observations it will probably be impossible to assume a definitive position in this matter. I prefer, however, to continue for the present to consider it most probable that the diabases are younger than the pegmatite granite-gneiss, but that they have intruded at a period when the latter was not yet fully consolidated and while it still retained a great portion of its heat. On account of the partial recrystallization the diabase has consequently undergone, I have distinguished it as a m e t a d i a b a s e.

An analysis of the metadiabase, executed by Dr. N. Sahlbom will be found under I in the following table.

	I	I a	II	III	IV	V
SiO_2	51.20 %	85.33	52.03 %	51.15 %	49.94 %	52.61 %
TiO_2	1.10 %	1.37	1.59 %	0.44 %	0.58 %	0.50 %
P_2O_5	0.40 %	0.28	0.19 %	—	0.37 %	0.30 %
Al_2O_3	17.19 %	16.85	15.28 %	15.92 %	16.13 %	14.64 %
Fe_2O_3	2.20 %	1.37	3.59 %	9.34 %	1.11 %	1.36 %
FeO	7.20 %	10.00	8.73 %	2.87 %	6.38 %	6.75 %
MnO	0.07 %	0.10	0.30 %	0.09 %	—	0.30 %
CaO	9.70 %	17.32	7.59 %	10.40 %	12.82 %	7.30 %
MgO	7.39 %	18.47	5.37 %	6.48 %	9.14 %	7.20 %
K_2O	1.93 %	2.05	1.12 %	1.61 %	1.38 %	0.95 %
Na_2O	0.53 %	0.85	2.46 %	1.19 %	0.37 %	0.82 %
S	0.25 %	0.78	FeS_2 0.14 %	—	FeS_2 0.14 %	S. 0.10 %
CO_2	0.12 %	0.27	—	0.06 %	—	3.40 %
H_2O +	0.60 %	3.33	1.34 %	0.11 %	1.45 %	2.70 %
H_2O —	0.15 %	—	—	—	0.20 %	—
	100.03 %		99.73 %	99.66 %	100.01 %	98.93 %
— O = S	0.09 %					0.04 %
	99.94 %					98.89 %

Specific weight: 2.986 (Eckermann) 3.19.

I. Metadiabase from Mansjön. Anal. N. Sahlbom.

I a. Molecular proportions of I.

II. Quartz-diabase from Källsholm, Foglö. Anal. W. Wahl.

III. Quartz-diabase, granophyric. Seven Pagodas, Madras, East Indies (Rosenbusch).

IV. Diorite from Dillburg, Hessen. Anal. K. M. Jene.

V. Chersantite from Laveline, Vosges (Rosenbusch).

Osann's system gives:

s = 56.0	A = 1.9	a = 2.0	n = 7.3
	C = 8.9	c = 8.0	k = 1.1
	F = 22.4	f = 20.0	

which places the rock nearest the type 87 Baste ($s_{50\cdot5}$ a_2 $c_{7\cdot5}$ $f_{20\cdot5}$) although the s-value is too high. In Osann's last work (25) there are placed within this group, norites and gabbros, while nearest in composition comes the bronzite-norite from Crystal Falls, Michigan.

Norm			*Mode*		*Average size of Crystals*
Quartz	7.02		Quartz	14.1 %	0.10 *mm*
Orthoclase	11.68		Plagioclase Ab_{14} An_{86}	33.4 %	0.30 »
Albite	4.72	Σ Sal. 62.06 %			
Anorthite	38.64		Biotite	19.1 %	0.20 »
Diopside	5.41		Uralite Hornblende	29.5 %	0.30 »
Hypersthene	24.95				
Magnetite	3.25		Apatite	1.0 %	0.05 »
Ilmenite	2.13	Σ Fem. 37.11 %	Pyrite	0.5 %	0.10 »
Apatite	0.93		Ilmenite	2.2 %	0.15 »
Pyrite	0.44			99.8 %	
H_2O +		0.60 %	Excess H_2O	0.1 %	
CO_2		0.12 %	Excess CO_2	0.1 %	
		99.89 %		100.0 %	

In the quantitative system, therefore, the metadiabase will lie on the border between.

Class II, Order 5, Rang 4, Hessare and sub-rang 1—2 and
Class III, Order 5, Rang 4, Auvergnase and sub-rang 1—2.

There it cannot be arranged by the sides of any previously classified analysis, just as little as it can be in OSANN's. That which specially distinguishes the Mansjö diabase is its high percentage of potassium as compared with the proportion of sodium. The diabase, given for the sake of comparison under II, from the Finland limestone deposits, shows in this respect the normal reverse condition. Under III and IV, on the other hand, I have given a quartz-diabase and a diorite, where the potassium-percentage is predominant. While in the quartz-diabase from Seven Pagodas this excess of potassium does not equal that of the Mansjö diabase, the latter finds a qualitative counterpart, however, in the diorite from Dillburg. This latter analysis is quoted from WASHINGTON's work (38) where it will be found under Class II, Order 5, Rang 4 and sub-rang 4.

The dyke-rock from Mansjö, consequently, is chemically closely related to the granodiorites, and the relationship with the lamprophyres of the latter becomes clearly visible too in the analysis of the chersantite from the Vosges, given under V. An apparent pseudo-chersentitic microstructure can, too, be sometimes observed in the vicinity of the gneiss-granite, by the occurence in the fine-grained groundmass of rather large biotite crystals, the secondary crystallization of which is probably due to the addition of potassium.

The mineral composition also lies on the border between the chersantites and the uralitic quartz-diabases. It is given in the mode above, which has been obtained in the following way:

The feldspar- and quartz-percentages were first determined geometrically by some ten thin-sections, the figures thus obtained being: feldspar 33.4 %; quartz 14.1 %, and the mineral composition was calculated from the analysis with the assistance of these figures. In working out the problem it has been assumed that the entire potassium-percentage was associated with the biotite, and the whole of the sodium with the albite. The biotite has been calculated as being extremely potassic, in accordance with the schematic composition: $H_2O \cdot 2K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 12MgO \cdot 12SiO_2$, while the hornblende has, correspondingly, been assumed to possess the following composition:

$$\left\{\begin{array}{l} 2\ MgO \cdot CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2\ SiO_2 \\ CaO \cdot 3\ FeO \cdot 4\ SiO_2 \\ 2\ H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4\ SiO_2 \end{array}\right.$$

The CO_2 percentage has been disregarded.

The mode determined by the above method agrees astonishingly well with the geometrical checking determination, which gave:

Hornblende and Biotite	49.0 %
Ilmenite and Pyrite	2.8 %
Apatite	1.0 %

The somewhat too low feldspar percentage, and the somewhat too high hornblende-biotite percentage probably result from the error that may exist in the suppositions regarding the distribution of the alkalis.

It is very probable that the biotite contains some little part of the sodium, and the hornblende both a little sodium and some potassium. As separate analyses of those two minerals are wanting, however, I have kept to the estimated quantities.

The characteristics of the minerals are as follows:

The Quartz is the last crystallized constituent and occupies the intervals between the granulated feldspar »laths». As a rule, it is non-undulous.

Quartz also occurs as undulous phenocrysts near the contacts towards the gneiss-granite, these phenocrysts consisting of quartz-crystals that have been mechanically pried loose from the wall-rock.

The Plagioclase has been determined as possessing the mean composition; $Ab_{14}\ An_{86}$ i. e., it constitutes a basic bytownite. On

microscopical examination, the composition has been found to vary between An_{92} and An_{78}, the shell always being more acidic than the kernel. No determination, therefore, has taken place of the angle of the optic axis.

The bytownite occurs primarily in polysynthetic, twin-lamelled, lath-shaped Carlsbad twins. As already pointed out, however, this primary structure has been for the most part obliterated as a result of the contact action of the gneiss-granite, and has been replaced by a secondary granulation, where the phenocrysts of feldspar lie in rows in the spaces of the ancient laths. These spaces are also marked by the surrounding hornblende and biotite, similarly to the Åtvidaberg (Sweden) metamorphosed diabases described by SUNDIUS (33, p. 24).

The hornblende is pale green, with pleochroism in blue-green. Its composition, calculated from the mode, is that given under I, viz:

	I	II
SiO_2	46.6 %	47.3 %
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	13.7 %	16.6 %
FeO + MgO + CaO .	38.8 %	34.7 %
H_2O	0.9 %	1.4 %
	100.0 %	100.0 %

For the sake of comparison I have given, under II, a similar analysis of hornblende from the amphibolite of the Orijärvi (Finland) field, carried out by ESKOLA (12. p. 56).[1]

The maximum extinction of the hornblende in the prismatic sections is 17°. The mineral is optically positive, and has a maximum birefringence $(\gamma - \alpha) = 0.019$. It is found in columnar prisms, often lying parallel to each other, the larger of which exceptionally shows pyroxenic limitation, thus characterizing the hornblende as an uralitisized augite. The uralitisation may probably be ascribed to regional metamorphic influence from the gneiss-granite.

In addition, hornblende also occurs as short green needles in the feldspar and among the grains of quartz.

The biotite, as compared with the hornblende, occurs to an inferior degree, but, in the neighbourhood of the gneiss-granite, towards the previously mentioned »fluidal contact», this condition of things is altered, and the biotite increases essentially at the expense of the hornblende. Simultaneously, zoisite is new formed in the contact,

[1] Recalculated by me on a total of 100.

zircon is added and the quartz percentage is increased. The ophitic structure is completely obliterated.

It is evident that potassium has been supplied from the granite-magma, probably in the form of microcline-molecules, which, together with the hornblende, have crystallized into biotite, zoisite and quartz.

In those parts of the metadiabase that intersect the gneiss, on the other hand, the biotite is exclusively primary and, as a rule, fluidally orientated along the direction of flow of the diabase (fig. 12). It takes the form of small, brown, strongly pleochroic crystals without any very pronounced idiomorphism. But here, too, some few biotite-prisms are larger and produce the above-mentioned apparent chersantitic holocrystalline porphyritic structure.

The biotite composition calculated from the mode, gives the following values, as stated under I:

	I	II
SiO_2	39.9 %	37.98 %
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	21.5 %	19.39 %
$FeO + MgO + CaO$ . .	26.8 %	29.54 %
$K_2O + Na_2O$	10.8 %	7.39 %
H_2O	1.0 %	2.61 %
	100.0 %	

Under II, there is given, for the sake of comparison, an analysis of biotite from the chersantite from Gailbach, Aschaffenburg (ROSENBUSCH, E. d. G. p. 288) and the resemblance becomes at once apparent.

The ore minerals consist of the ilmenite and pyrites stated under the mode. The ilmenite is in part surrounded by leucoxene, especially towards the contact to the gneiss-granite. In a thin-section, there have also been observed some plainly developed grains of titanite.

As the ilmenite chiefly occurs as idiomorphic tabular prisms within the hornblende, an explanation can be found of the intense titanite-leucoxene formation close to the gneiss-granite in the above-mentioned decomposition of the hornblende on reaction with microcline, in which process, a part of the CaO and SiO_2 which otherwise is engaged in the zoisite, is combined instead with the TiO_2 of the ilmenite. The remaining part of the iron in the ilmenite appears partly to be taken up by the leucoxene and also to contribute to the formation of small greenish-yellow grains of epidote.

Summarizing the result of the examination of the Mansjö metadiabase it may be said, therefore, that, both structurally and from a mineralogical of view, it stands primarily on the border between the quartz-diabases and the chersantites, while chemically it shows a marked consanguinity with the melanocratic dyke-rocks of the diorites.

This last circumstance carries one's thoughts to the effusive diorite rocks of the neighbouring Loos-field, and it appears not improbable that future investigation may lead to the determination of a genetic connection between the latter and the Mansjö metadiabase dykes. In such a case there would also possibly be obtained an age-determination which would place the gneiss-granite of the Mansjö Mt. in a definite time-relationship to the Loos-field eruptives.

The Mansjö Mt. Synclinal Series.

As I have already pointed out, the gneiss-granite envelopes and cuts through the whole of the older rock-series, which consists of concordant, alternating strata of garnetiferous crystalline schists, amphibolites, pyroxene-gneisses and limestone, intruded by harzburgite and eulysite.

These rocks form the main massive of the north-west portion of the Mansjö Mt., where they occur in a great synclinal fold, the folding-axis of which strikes NW—SE, with a pitch of 20°—25° towards the NW.

As is seen by the map (Pl. LXVI) the syncline is cut off in the south-east and north by the gneiss-granite, and fragments of the rocks of the former are found everywhere along the contacts (fig. 3, 21). The gneiss-granite here (as far as the mountain has been mapped) has followed the north-eastern border of the eulysite, quite as if the strongly femic composition of the latter should have constituted an essential obstacle to the intrusion of the salic magma. Possibly, the formation of iron-anthophyllite through the fixation of quartz by the fayalitic eulysite (p. 269), has locally increased the basicity of the gneiss-granite magma, i. e., has simultaneously increased its melting-point and caused its local solidification along the eulysite contact. In support of this supposition there are two analyses, carried out by me on samples of gneiss-granite taken two decimetres outside the contact (at points F—41 and H—41 on the map). They gave 68.55 % and 67.68 % SiO_2 respectively, which shows a considerable decrease in silica as compared with the value found

by PETRÉN in normal gneiss-granite, viz.: 74.16 % SiO_2. It is probable, however, that the main cause of the gneiss-granite, on its intrusion, following the eulysite contact is the sharply marked tectonic boundary of the latter towards the easily assimilated pyroxene gneiss, garnetiferous crystalline schists and the limestone connected with them.

On the farther side of the eulysite and towards the south-west, on the other hand, the syncline is beautifully preserved, although here and there splintered and intruded by the gneiss-granite and its pegmatitic dykes (fig. 2). Only the more important and reliably traceable granite dykes have been entered on the map.

The folding of the syncline is specially marked in the field by the green amphibolites and the garnetiferous »skarn»-belts surrounding them, as well as by the weathered surface of the eulysite which with its low percentage of manganese, recalls that of the diabases. The direction of strike of the different rocks — with some small deviations the result of unimportant secondary foldings — is everywhere NW—SE, but the dip varies very much. At the synclinal bend (about L—38 on the map) it is, practically speaking, undeterminable, being dominated entirely by the smaller folds of the synclinal trough, while, on the other hand, the pitch of the synclinal axis there is sharply marked (about 20°). If, for example, we follow the north-eastern outcrop of the eulysite, the dip becomes steeper and steeper towards the south-west and, at the boundary of the mapped area, approaches 90°. If we follow the south-western outcrop of the eulysite, again, the dip increases in the same way towards the north-east.

The oldest rock at the bottom of the synclinal formation, is the garnetiferous crystalline schist, containing the interstratified limestone. It is true that the limestone is found only along a short stretch of the strata-series but it is substituted in the continuation by pyroxene-gneiss, which latter, as may be seen both by the stratigraphic position and also by the chemical and mineralogical composition (described later on) must be regarded as a lacustrine equivalent — richer in silicates — to the more purely marine limestone deposit.

Intersected between the garnetiferous crystalline schists at the bottom and the pyroxene-gneiss higher up, lies the eulysite, which, from the observations and deductions mentioned later on, I consider to be a younger intrusive in the stratified rock-system of the syncline.

Within the eulysite there appears in two localities — in the very bend of the syncline and also in the south-west limb — an undoubtedly eruptive magnesia-olivine peridotite which is intruded by the pegma-

titic dykes of the granite-gneiss and, consequently, is older than the latter.

The pyroxene-gneiss covering the eulysite probably also consisted primarily of lacustrine marl. If we neglect the slight differences in the mineral composition which is the result of later metamorphic influences of various kinds, there exists no essential difference, as will be shown later on, between the two pyroxene-gneiss layers, which, consequently, are genetically connected.

To the upper pyroxene-gneiss succeeds a garnetiferous crystalline schist strongly injected by pegmatites which, concordantly with the stratification, is traversed by amphibolites, which I consider to be metamorphic intrusives. This pegmatitisation of the crystalline schists is evidently partly of essentially earlier date than the last intrusion of the microcline gneiss-granite, and must be fixed to the time of the development of the schistosity of the amphibolites and the folding of the syncline, as the injected gneiss has been cut across later on, with sharp contacts, by dykes of the gneiss-granite (fig. 4).

With the amphibolite and the crystalline schists alternate garnet-skarn beds which can be traced in the field as characteristic lines, the garnet-crystals through weathering of the rock, having been exposed at the surface; their different sizes, closeness and position in each horizon remaining unaltered for long distances (fig. 42).

The garnet-»skarn» constituting the reaction-zone between the amphibolite and the gneiss, assumes partially the type of a well defined garnet-rock, and its breadth, besides the distinctly marked contacts, justifies its entering on the map as a separate rock (fig. 43).

The north-western part of the mapped district of the Mansjö Mt. is traversed at almost right angles to the line of strike by a distinctly marked fault which, consequently, is younger than the formation of the syncline.

The various rocks show an evident slip along the fault which can be observed in the field on the exposed garnet-»skarn» near the path from Mansjö Farm, just to the east of the charcoal-burners' hut (»Kolarkojan»), (fig. 43).

Younger Basic Eruptives.

The Harzburgite.

The intrusive magnesia-olivine peridotite consists chiefly of olivine, hypersthene and hornblende, and can, consequently, be most immediately referred to the h a r z b u r g i t e s.

It is exposed in its typical form close to Toppgruvan (Topp-Mine) where it is limited toward the eulysite by a surrounding belt of hornblende-rock, some centimetres broad (fig. 20). It is there intruded parallel to the strike of the syncline, and is on every side surrounded by eulysite.

At a second locality, where it has been exposed in the south-west limb of the syncline, it is greatly metamorphosed, and only the centre-parts contain the remains of the original peridotite, which is surrounded by pyroxenitic marginal facies.

The following analyses I and II of the pyroxenite and the original peridotite, have been carried out by Dr. SAHLBOM:

	I %	I a %	II %	II a %	III %	IV %	V %
SiO_2	45.17	75.28	44.57	74.28	42.96	47.09	43.85
TiO_2	1.30	1.62	2.00	2.50	1.27	—	1.88
Al_2O_3 . . .	10.69	10.48	10.12	9.92	8.11	16.99	9.07
Fe_2O_3 . . .	0.95	0.59	4.54	2.84	3.31	1.62	—
FeO	8.25	11.46	8.34	11.58	10.36	3.60	10.75
MnO	0.12	0.17	0.12	0.17	0.23	—	—
CaO	7.70	13.75	8.90	15.89	9.65	9.20	7.90
MgO	23.51	58.87	20.52	51.30	19.30	19.92	23.40
K_2O	0.19	0.20	0.22	0.23	0.11	0.25	0.54
Na_2O . . .	0.47	0.76	0.72	1.16	0.24	0.50	1.30
P_2O_5	0.22	0.15	0.10	0.07	—	—	0.38
S	0.53	1.65	0.06	0.19	0.06	—	—
H_2O	0.59	3.28	0.15	0.83	3.46	0.83	1.62
Cr_2O_3 . . .	0.00	—	0.00	—	0.24	—	—
V	0.00	—	trace	—	H_2O 0.05	—	—
	99.69		100.36		99.35	100.00	100.69
− O = S . .	0.19		0.02		0.02		
	99.50		100.34		99.33		
Spec. wt. (ECKERMANN)	*3.100*		*3.206*				

I. Pyroxenite from locality G — 12, Mansjön, south-western syncline-limb. Anal N. SAHLBOM.

I a. Molecular proportions of I.

II. Harzburgite from Toppgruvan, Mansjön. Anal. N. SAHLBOM.

II a. Molecular proportions of II.

III. Peridotite (Rossweinose) from Pyhälampi, Suomisjärvi, Finland. Anal. P. ESKOLA.

IV. Ariégite, Etang de Lherz, Pyrenees (ROSENBUSCH).

V. 'Picrite feldspatique', Vallée de Papenóo, Tahiti. Anal. M. PISANI (Bull. Soc. Geol. Fr. Tome X, 1910, p. 119.

In OSANN's system, the rocks obtain the following values:

	I. (Locality: G — 12)	II. (Locality: Toppgruvan)
s	44.4	44.5
A	0.5	0.8
C	5.5	5.0
F	43.6	43.9
a	0.5	0.5
c	3.5	3.0
f	26.0	26.5
k	0.8	0.8
n	8.0	8.7
Type	78. Orange Grove	78. Orange Grove

Type-Formula: $(s_{47\cdot5}\ a_{0\cdot5}\ c_{3\cdot5}\ f_{26})$ $(s_{47\cdot5}\ a_{0\cdot5}\ c_{3\cdot5}\ f_{26})$

The quantitative system's norm and the modes of the rocks are given below:

I

Norm %			Mode %		Average size of crystals *mm*
Orthoclase	1.11	Σ Sal. 31.71	Edenite	26.5	0.2
Albite	4.19		Diopside	70.5	0.3
Anorthite	26.41		Pleonaste	0.3	0.05
Diopside	8.12	Σ Fem. 67.31	Ores	2.7	0.1
Hypersthene	22.96				
Olivine	30.88				
Magnetite	1.39				
Ilmenite	2.43				
Apatite	0.65				
Pyrite	0.88				
H_2O	0.59				
	99.61			100.0	

II

Norm %				Mode %		Average size of crystals *mm.*
Orthoclase	1.11	Σ Sal.	31.03	Edenite	51.0	0.2
Albite	6.29			Hypersthene	36.0	2.0
Anorthite	23.63			Olivine	11.0	1.50
Diopside	15.60	Σ Fem.	69.16	Pleonaste	0.3	0.05
Hypersthene	19.31			Ores	1.7	0.1
Olivine	23.51					
Magnetite	6.50					
Ilmenite	3.80					
Apatite	0.33					
Pyrite	0.11					
H_2O	0.15					
	100.34				100.0	

Consequently, both the peridotite and pyroxenite are placed in Class IV, Order 1, Suborder 4, Section 3, Rang 1, Subsection 1, Subrang 2. Wehrlose.

When determining the mode with the guidance of the microscope, the olivine-percentage in the peridotite was taken at 11 %, obtained by geometrical analysis.

The mineral-composition is that given in the mode, and has been checked by measurements in accordance with ROSIWAL. The following determinations have been made of the optical character of the different minerals:

The Olivine is optically negative with slight axial-dispersion, $\varrho > v$. It is unaltered, with the cleavages pigmented by ore-mineral, probably ilmenite, which clothes the walls of the cleavages in thin coatings of a dendritically shaped opaque film, with slightly transparent dark-brown borders, (titanite?).

Mansjö (ECKERMANN)	Orijärvi (ESKOLA)
$2\ V_{Na}$ (Obs.) = (—) 84°05′	2 V = 90° nearly
$2\ V_{Na}$ (Cal.) = (—) 84°46′	—
$(\gamma - \beta)_{Na}$ (Obs.) = 0.0180	—
$(\beta - \alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0216	—
$(\gamma - \alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0396	—
α_{Na} (Cal.) = 1.6754	—
β_{Na} (Obs. = 1.6970	β_{Na} (Obs.) = 1.674
γ_{Na} (Cal.) = 1.7150	—

I have been unable to carry out any determinations of specific weights on account of the difficulty of obtaining a sufficient amount of pure material free from ore-mineral and hypersthene.

According to H. BACKLUND's results, with N. MAGNUSSON's modification (21), this olivine, then, should contain about 22 % of the fayalite-molecule, or 40.5 % MgO, 20.6 % FeO, and 38.9 % SiO_2. In this calculation I have paid consideration, first to the position in MAGNUSSON's diagram assigned to the mineral by the axial angle, and, secondly, to the fact, that, like the rest of the minerals given by BACKLUND and MAGNUSSON, the refraction-indices would lie somewhat lower than the curve of the diagram, corresponding to the analyses. As, in this latter case, the negligible amount of manganese in the Mansjö Mt. rock in the shape of tephroite-molecules would probably not play any rôle in the matter, I have assumed, in explanation of this deviation, an addition of titanium-olivine molecules $(Mg, Fe)_2 (Si, Ti)O_4$, in which assumption I am supported by the concentration of the ilmenite in the olivine crystals.

The olivine crystals are found in sizes varying from 0.5 mm. to 2 mm. in diameter, with an average size of 1.5 mm. In some few instances they show a twinning along (011). The mineral's character of »original phenocrysts in the peridotite magma is beyond doubt» quoting ESKOLA's remarks in reference to the olivine of the Orijärvi-peridotites. The crystals still exhibit their idiomorphic crystal-boundaries, though with greatly corroded and rounded corners (fig. 14). They show up on the surface of the rock as plainly apparent, evenly distributed lustrous patches, which, against the background of the otherwise dark-green rock, glitter with a peculiar reflection, similar to that of hematite (fig. 13).

The olivine is surrounded partly by edenite which, generally, appears to be a metamorphic product, but mostly by hypersthene which, evidently, primarily, when still fluid corroded the olivine. In fig. 16 I have photographed such an ellipsoidal-shaped remainder of an olivine crystal surrounded by hypersthene. In the peridotitic remains inside the pyroxenitic marginal-rock, the olivine has also been partially altered into a strongly grass-green serpentine.

The Hypersthene is optically negative with positive elongation. The dispersion of its axis is almost unnoticeable, with $\varrho > v$. The absorption is similar to that of the bronzite from Orijärvi.

$$\alpha = \text{pale pink} > \beta = \text{colourless} = \gamma = \text{colourless}.$$

As a rule it is unaltered, with enclosures of green pleonaste and ore minerals, in the shape of sharp-edged crystals, mainly pyrite and

magnetite. The dendritic coatings of the cleavages were previously mentioned when describing the olivine, but they are also found here. The optical determinations are as follows:

Mansjö-hypersthene (ECKERMANN)	Orijärvi-bronzite (ESKOLA)
$2\,V_{Na}$ (Obs.) = (—) 77°55′	$2\,V_{Na}$ (Obs.) = 85°
$2\,V_{Na}$ (Cal.) = (—) 77°26′	—
$(\gamma-\beta)_{Na}$ (Obs.) = 0.0045	—
$(\beta-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0070	$(\beta-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0081
$(\gamma-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0115	—
α_{Na} (Obs.) = 1.687(o)	1.680
β_{Na} (Cal.) = 1.6940	1.688
γ_{Na} (Cal.) = 1.6985	1.698

Judging by the angle of the optic axis consequently, the hypersthene contains about 18 % FeO, 27 % MgO and 55 % SiO_2.

The hypersthene occurs as crystals with a diameter up to as much as 5 mm. The prismatic cleavages, and the cleavages along (100) and (010) are evident. The mineral appears to have formed the main part of the primary magma from which the olivine crystals have crystallized, and is found, not only as large crystals, but also in the form of small grains everywhere in the dense matrix of the peridotite, which latter, in addition, consists of small crystals of edenite.

In patches and along the edges of the crystals the hypersthene is often found to be strongly metamorphosed into edenite, which is formed especially around the pleonaste grains enclosed in the hypersthene, which pleonaste, consequently, has probably been »amphibolized» in accordance with the reaction:

$$\underset{\text{Hypersthene}}{4\,(Mg, Fe, Ca)\,SiO_3} + \underset{\text{Pleonaste}}{(Fe, Mg)\,(Al, Fe)_2O_4} = \underset{\text{Amphibole}}{(Mg, Fe, Ca)_3\,(Al, Fe)_2\,Si_3O_{12}} + \underset{\text{Olivine}}{(Mg, Fe)_2\,SiO_4}.$$

This reaction presupposes the absence of an excess of silica. If the latter be present, hypersthene is formed instead of olivine and the formula is simplified to:

$$2\,(Mg, Fe, Ca)\,SiO_3 + (Fe, Mg)\,(Al, Fe)_2\,O_4 + SiO_2 = (Mg, Fe, Ca)_3\,(Al, Fe)_2\,Si_3O_{12}$$

The olivine, which recrystallizes according to the first reaction, can be observed beneath the microscope in the form of small patches of serpentine, which may be interpreted as secondary alterations of the same. Along the contacts against rocks which are poor in silica, such as eulysite and amphibolite, we thus ought to expect not only that, on the complete metamorphism of the whole of the hypersthene into edenite, the primary olivine would not be attacked, but also that

secondary olivine would appear. This is actually the case, as is shown by fig. 15, which is a microphotograph of a thin section from the contact between the peridotite and the eulysite, at locality J—41. In such a case the secondary olivine always occurs altered into serpentine, while, as a rule, the primary mineral fully retains its characteristic crystal-limits, and its character of phenocrysts.

The hypersthene, too, in its larger crystals, often presents idiomorphic columnar prismatic contours which are corroded like those of the olivine, and are found as phenocrysts in the fine-grained, groundmass with its rather large proportion of amphibole.

Judging by the optical determination, the proportion MgO: FeO is not the same in the hypersthene as in the olivine, but 1:1.5 as compared with 1:2. To a certain degree, this is in conflict with previous experience, the proportion usually being almost equal in the same rock (cfr. VOGT, 36. p. 535), but it agrees with ESKOLA's observations of the bronzite and olivine in the peridotite from Pyhälampi in the Orijärvi (Finland) field. As, however, the amount of titanium present, as well as other chemical differences in the composition of the olivine, may play a certain rôle, it will hardly be possible to decide without undertaking a chemical analysis of the two minerals whether any difference really does exist.

The Edenite is optically negative, with sharply marked inclined dispersion and $\varrho < v$. A thin section shows the absorption:

α = colourless < β = brownish gray-yellow $\geqq \gamma$ = grayish green, with very pronounced pleochroism. The determination of the angle of the optic axis had to be carried out by construction in consequence of its high value and the individual colour of the mineral, which, even if comparatively weak, rendered all readings of the scales at rotation-angles above 35° on the microscope unreliable.

The following values were obtained:

	Mansjö (ECKERMANN)	Orijärvi (ESKOLA)
$2\,V_{Na}$ (Obs. and constr.)	= (—) 88°50′	2 V (Obs.) 90° nearly.
$2\,V_{Na}$ (Cal.)	= (—) 87°30′	—
$(\gamma - \beta)_{Na}$ (Obs.)	= 0.011	—
$(\beta - \alpha)_{Na}$ (Obs.)	= 0.012	—
$(\gamma - \alpha)_{Na}$ (Obs.)	= 0.023	$(\gamma - \alpha)_{Na}$ = 0.020 — 0.023
α_{Na} (Cal.)	= 1.628	—
β_{Na} (Obs.)	= 1.640	β_{Na} (Obs.) = 0.635
γ_{Na} (Cal.)	= 1.651	—
$c:\gamma$	= 16°	14°

The average size of the crystals is 0.2 mm., seldom more.

The edenite occurs partly as an evident metamorphic product of the hypersthene of the peridotite and the diallage of the pyroxenite, and partly as the main constituent of the fine-grained groundmass of the pyroxenite. Even if, in the latter case, the characteristic occurence of the edenite gives the impression of its being a primary constituent of the magma, still, it must have been altogether recrystallized into its present granoblastic structure.

In the case of the Pyhälampi (Orijärvi) bronzite-bearing amphibole-peridotite, which strongly recalls the Mansjö harzburgite, ESKOLA (11. p. 96) has, too, assumed the possibility of such a primary — but afterwards recrystallized — amphibole.

On the other hand, one should not neglect the possibility of the primary mineral-association in the peridotite having consisted of olivine, hypersthene and anorthite, according to which hypothesis the feldspar and the uncrystallized remainder of the olivine would have reacted to form amphibole in accordance with the formula:

$$\underset{\text{Anorthite}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{Olivine}}{(MgFe)_2SiO_4} = \underset{\text{Amphibole}}{(MgFe)_2CaAl_2Si_3O_{12}}$$

ANDERSEN (1. p. 449) shows that, in all probability, the theoretical melting-diagram of the system Anorthite-Forsterite-Silica, holds good, too, for the saxonite magmas. Supported by his observations regarding the Norwegian peridotites, CARSTEN extends this assumption to cover peridotite magmas with up to 10 % Fe in the olivine and pyroxene minerals. I am of opinion, however, that the Mansjö harzburgite gives examples of the analogy holding good up to as much as 16 % Fe.

According to the melting-diagram, therefore, the olivine, in a magma of this composition, as a result of the large proportion it bears to the whole mass, must in the first place crystallize when the temperature falls, to be afterwards redissolved and hypersthene be formed. As during this process of resorption (corrosion of the primary olivine crystals) the formation of hypersthene probably continues chiefly in the solution around the olivine crystals, the latter will thereby be protected from further resorption, in the same degree that the hypersthene crust grows, and will also be displaced to a distance from each other at least as great as the thickness of this crust, so that the crystals, consequently, will be about evenly distributed throughout the magma.

Equilibrium, then, being disturbed by this prevention of resorption, there will finally arise a residual solution with an excess of olivine molecules as compared with the melting diagram.

In the course of this process, and under atmospheric pressure, there should ensue, as a result of the excess of anorthite over olivine, a crystallization of melilite- and spinel minerals. This, however, has not taken place as, from what is shown later on, the spinel must have been formed in some other way. VOGT has shown instead (36. p. 527), the probability of the existence of an eutectic boundary-line between olivine and plagioclase, at 0.34 Olivine: 0.66 Plagioclase (Ab_1 An_5), so that one should be entitled to assume that, in the first place, the residual solution of the Mansjö peridotite has had a tendency to crystallize between the hypersthene-protected olivine phenocrysts and the hypersthene crystals as an olivine-anorthite eutectic. Recrystallization has subsequently taken place as a result of the concentration within the residual solution of the magma water, as well as from the action of pressure and conditions of temperature. Whether this recrystallization has taken place partially or entirely during the solidification and cooling of the rock, or whether it is the result of a later regional metamorphism, can hardly be decided with certainty. From the granoblastic structure of the edenite, it seems to me most probable, however, that the crystallization of the last-named mineral took place chiefly after the solidification of the rock, although the idiomorphic contours of some edenite crystals as compared with those of others, point to incipient crystallization as early as in the residual-solution stage.

The primary and scarcely altered character of the other minerals of the rock speak against extensive regional metamorphic influence.

The spinel is a dark-green pleonaste, and occurs chiefly as enclosures in the hypersthene, as well as in a smaller degree in the matrix of the rock. I have already pointed out its amphibolization which, in those instances where the whole of the hypersthene has been transformed into edenite, has led to the complete disappearance of the spinel.

If we take for granted the primary mineral-composition of the peridotite-magma assumed above, then the formation of the spinel may be imagined to have occurred — possibly as a result of the interrupted redissolving of the olivine — through a part of the CaO of the anorthite having been added to the hypersthene as $CaSiO_3$, while the corresponding MgO percentage has been engaged by the Al_2O_3, according to the reaction-formula:

$$\underset{\text{Anorthite}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{Hypersthene}}{(Mg,\ Fe)\ SiO_3} + \underset{\text{Olivine}}{2\ (Mg,\ Fe)_2\ SiO_4} = \underset{\text{Hypersthene}}{\begin{Bmatrix} 4\ (Mg,\ Fe)\ SiO_3 \\ Ca\ SiO_3 \end{Bmatrix}} + \underset{\text{Spinel}}{(Mg,\ Fe)\ Al_2O_4}$$

Analyses of Hypersthene containing CaO are found, for example, in DOELTER, Mineralchemie.

The D i o p s i d e is optically positive with evident dispersion of the axis and $\varrho < v$.

Pleochroism is not noticeable, and the mineral, in thin-sections, is colourless, and, in rock-specimens, a faint yellowish-green.

The following optical determinations have been carried out:

Mansjö (ECKERMANN)	*Orijärvi* (ESKOLA)
$2 V_{Na}$ (Obs.) = 55° 35′	2 E (Obs.) = 89° 56′
$2 V_{Na}$ (Cal.) = 54° 52′	2 V (Cal.) = 50°
$(\gamma - \beta)_{Na}$ (Obs.) = 0.0179	—
$(\beta - \alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0066	—
$(\gamma - \alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0245	$(\gamma - \alpha)$ = 0.023 — 0.025
α_{Na} (Cal.) = 1.6734	—
β_{Na} (Obs.) = 1.680(0)	β_{Na} = 1.683
γ_{Na} (Cal.) = 1.6979	—
$c:\gamma$ = 39°	about 45°

While, according to ESKOLA, the Orijärvi mineral clearly shows the fine partings along (100) of the diallage, the basal section of the Mansjö mineral presents nothing but a corresponding coarse and occasional cleavage. The lower extinction-angle and the higher angle of the optic axis probably place the last-named mineral closer to the normal diopsides, whose optical characteristics it does not altogether share, however.

The size of the diopside crystals is, as a rule, only 0.2 mm, and the crystal boundaries are ill defined, with rounded corners, negative crystal faces and granular character. In certain amphibole-free streaks within the pyroxenite, however, the diopside has crystallized in larger dimensions, of up to 0.5—1.0 mm, displaying an elongated prismatic form and is distinctively idiomorphic in respect to the hornblende.

As already mentioned, the diopside forms the chief constituent in the reaction-zone of pyroxenite separating the peridotite from the neighbouring, more acidic rocks, crystalline schists and gneiss-granite.

That, in this instance, the pyroxene is a secondary mineral which has not formed part of the original succession of crystallization may be seen by the agglomerations of ore-pigments, which, distributed patchlike among groups of adjacent diopside crystals, show the situation of the original crystals of olivine and even, to some degree, the former limits of these latter (fig. 17).

Spinel and the ore-minerals in general, also occupy similar places among the »ghostly traces» of the olivines, to those they have in the peridotite.

Granulous diopside having been formed instead of hypersthene, no protecting crust has crystallized around the olivine phenocrysts, the result being that the latter have been entirely redissolved.

It is a matter of greater difficulty to explain why diopside has been formed at the contacts instead of orthorhombic pyroxene. There has been no important addition of material at the contact, as is evident from a comparison between Analyses I and II of pyroxenite and peridotite respectively. Neither can the pyroxenite marginal rocks have arisen in consequence of differentiation, in agreement with the explanation given by CARSTEN of corresponding rock in the contact between the Norwegian peridotites and the norites (6. p. 61).

The only possible explanation seems to me to be, that the water content of the peridotite magma has accumulated at the contact and that, consequently, the magma along the contact has been transferred into an aqua-magmatic solution of pegmatitic character.

As I shall later on endeavour to show when dealing with the question of the eulysites and also when treating of the pyroxene dykes in the Mansjö limestone quarry, both of these rocks have been formed by the aggregatic crystallization of such a pegmatitic aqueous solution of anchi-monomineralic composition on a sudden fall of pressure.

As soon as we grant that the peridotite-magma is of such a monomineralic composition and that the schists absorb the water, there are at once obtained the characteristics proving the analogy to the above mentioned rocks, — and the instantaneous crystallization of the magma, whose solidifying temperature has been lowered by the aqueous solution, must lead to the formation of a granular diopside rock (cfr. pp. 291, 395).

The »original minerals» in the peridotite-magma (as they were formerly considered) — anorthite, olivine and hypersthene — combine in the residual solution (if we except the spinel which has already crystallized together with the ore-minerals), to a medium diopsidic composition, as will be seen by the following equations:

Anorthite $= CaAl_2\,Si_2O_8 = \rightarrow$ $Ca\,SiO_3 + (Al_2O_3)$; $\rightarrow SiO_2$

Olivine $= 2Mg_2\,SiO_4 = \rightarrow$ MgO ; $\rightarrow 2Mg\,SiO_3 + (MgO)$

$SiO_2 + MgO \rightarrow Mg\,SiO_3$

Hypersthene $= (Mg\,Fe)\,SiO_3 = \rightarrow (Mg\,Fe)\,SiO_3$

Diopside (Spinel)

A support for this explanation of the course of the reaction is also found in the four times higher percentage of water in the pyroxenite.

The ore-minerals, which consist, as already pointed out, of pyrite and magnetite, occur, like the spinel, chiefly in the hypersthene. They have segregated from the magma at an early stage, but not previous to the original olivine-phenocrysts, and are frequently assembled together as aggregates, showing a marked synneusis-structure (»together swimming») — (this term has been proposed by J. H. L. VOGT, 36. p. 321). The dendritic crystals of the ilmenite, on the other hand, occur both in the olivine and in the hypersthene. The ore-pigmentation in the olivine must be regarded as secondary.

The sequence of crystallization of the minerals, consequently, is shown by what has been stated above, to be as follows:

Olivine phenocrysts — ore-minerals and spinel — hypersthene — edenite (eutectic olivine-anorthite).

The peridotite-rock is dark grayish-green, dense and hard, with olivine- and hypersthene-crystals giving a speckled appearance. Its pyroxenitic marginal phase is a light grayish-green, granulous and brittle rock, with some solitary darker amphibole-bearing parts. The peridotite is most certainly of younger date than the gneisses and amphibolites of the Mansjö syncline, having cut them discordantly.

Towards the eulysite, it is clearly intrusive at the Toppgruvan, while the conditions existing at the south-west limb of the syncline do not permit of clear evidence being obtained in the matter, the surface-covering being too deep, and the exposures too few. In both cases, however, there exists between the peridotite and the eulysite a sharply defined contact, distinguished by the thin layer of hornblende rock, already mentioned.

This hornblende is evidently a contact-formation; it is rich in iron and has the following optical characteristics:

$$c:\gamma = 14°,\ 2\ V\ (\text{Obs.}) = (-)\ 80°5',\ (\gamma - \alpha)\ (\text{Obs.}) = 0.021.$$

It exhibits strong pleochroism in green tints with normal absorption. Judging from the low value of the angle of the optic axis, the magnesia percentage, too, is high, and the hornblende grades towards cummingtonite.

Against the hornblende-rock, the peridotite has a schlieric appearance, and the olivine phenocrysts have arranged themselves parallel to the contact, giving the impression of a fluidal structure. I con-

sider that such a structure would be impossible if the peridotite were older than the eulysite.

As is shown by my investigations, therefore, the Mansjö Mt. harzburgite is in close agreement with the peridotite of the Orijärvi-field, although the olivine and rhombic pyroxene of the former are richer in iron. The same may be said about the »Picrite feldspatique» of Tahiti, described by Lacroix[1] — the analysis of which is found under V — even if the latter carries a higher percentage of alkalis. The peridotite, too, is in close chemical agreement with the Pyreneean ariégite previously mentioned (IV) for the sake of comparison, although, mineralogically speaking, the latter does not show any relationship.

The Mansjö harzburgite shares, too, the pyroxene border-rock of the Norwegian peridotites, but in contrast with these, it possesses an olivine and rhombic pyroxene richer in iron, in addition to a more primary and less metamorphic structure. While, according to CARSTEN, the Norwegian peridotites have been submitted to an extreme regional metamorphism accompanying a synclinal folding into the crust of the earth (6. p. 39), and also to a subsequent diaphtoritic metamorphism, leading, inter alia, to more or less complete conversion of the olivine mineral into serpentine and to the formation of magnesite, talc and clinochlore, the Mansjö peridotite, on the other hand, after intrusion, has been but slightly transformed. This slight metamorphic action seems in part to have been dynamic during the very process of solidification, the olivine-crystals having been orientated chiefly in the direction of strike of the syncline, still, without exhibiting any cataclastic features indicating that this orientation should have occurred after the groundmass of the rock had solidified. It also appears as if this metamorphic action could partly be referred to the intrusion of the gneiss-granite, in the course of which process, possibly, the heating of the whole of the surrounding mountain rocks has led to that regional increase of temperature necessary for the previously assumed recrystallization of the olivine-anorthite eutectic into edenite.

The gneiss-granite cannot, in other respects, have caused any very great metamorphic changes in the composition of the peridotite, as may be seen at the »Toppgruvan», where a pegmatitic dyke cuts the peridotite at right angles to the strike, without any other noticeable result than the formation between the two rocks of a sharply defined narrow belt of grünerite-»skarn», a few millimetres or, at best, some centimetres wide.

[1] Quoted by P. QUENSEL, Bull. o. G. Inst. of Upsala, Vol. XI, p. 287.

The Eulysite.

General Description and Chemical Composition.

It is strange that BLOMBERG, on his visit to Mansjö Mt., did not observe the eulysite, the dark banks of which, immediately above the limestone, can hardly escape immediate observation. It is possible that he mistook them for a diabase dyke which he did not consider it worth while to mention. The typical eulysite of the Mansjö Mt., can be observed at two places in the field, without any removal of the covering morainic gravel, viz., on the gradually sloping high plateau forming the north-west part of the mountain, where the north-eastern limb of the syncline is cut by the denudation-plane, and also immediately north-east of the central limestone quarry (Pl. LXVI) in the very fold of the syncline. In the south-western limb of the syncline, on the other hand, the eulysite is entirely hidden by an earth-covering.

An analysis of this eulysite, made on a general sample taken from the occurrence last-mentioned, has been carried out by D:r N. SAHLBOM, and the results were published last year in the Transactions of the Swedish Geological Society (10). It is also given here, under I, in the appended Table. For the sake of comparison there have been added some known analyses of corresponding rocks, as well as three new analyses, IV, V and VI, carried out by D:r N. SAHLBOM and the author, of iron-anthophyllite-bearing eulysite from the north-eastern limb of the syncline; of eulysite from the Mansjö ironmine (the north-western limb of the syncline) and of the neighbouring eulysite from Hagermansdalen, on Loberget.

	I %	I a	II %	III %	IV %	IV a	V %	V a	VI %	VI a
SiO_2 . . .	37.06	61·77	38.12	26.85	46.72	77.87	44.48	74.13	35.27	58.78
TiO_2 . . .	0.16	0.20	0.03	0.02	trace	—	0.00	—	0.12	0.15
P_2O_5 . . .	0.38	0.27	0.44	0.02	0.51	0.36	0.47	0.43	0.20	0.14
Al_2O_3 . . .	0.80	0.78	2.01	0.78	0.98	0.96	0.44	0.43	0.30	0.29
Fe_2O_3 . . .	3.01	1.88	1.10	12.10	1.41	0.88	0.00	—	0.50	0.31
FeO . . .	46.36	64.38	24.00	53.02	40.20	55.84	48.17	66.92	57.81	80.29
MnO . . .	5.01	7.06	20.29	4.36	0.32	0.45	0.54	0.76	0.21	0.30
CaO . . .	2.47	4.41	7.87	0.43	6.27	11.20	1.29	2.30	0.79	1.41
MgO . . .	4.37	10.92	5.80	1.53	3.19	7.97	4.00	10.00	4.31	10.77
K_2O . . .	0.30	0.32	0.16	0.30	0.19	0.20	0.07	0.07	0.06	0.06
Na_2O . . .	0.37	0.60	0.11	0.21	0.22	0.35	0.09	0.15	0.10	0.16
Cr_2O_3 . . .	0.08	0.05	0.00	—	0.00	—	—	—	—	—
B_2O_3 . . .	—	—	0.00	—	—	—	—	—	—	—

	I	I a	II	III	IV	IV a	V	V a	VI	VI a
	%		%	%	%		%		%	
NiO . . .	—	—	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—
BaO . . .	—	—	trace	trace	—	—	—	—	—	—
S.	—	—	0.09	0.89	0.51	1.59	0.77	2.40	0.45	1.41
H_2O + . .	0.20	1.11	0.18	0.20	0.00	—	0.47	2.61	0.21	1.17
CO_2. . . .	—	—	—	—	trace	—	—	—	—	—
	100.57		100.21	100.72	100.52		100.79		100.33	
− O = S .				0.33	0.19		0.30		0.18	
				100.39	100.33		100.49		100.15	
H_2O − . .	—		—		0.27		—		0.25	
Spec. wt. .	4.212		3.92	4.3	3.895		3.915		4.283	

For I, IV, V and VI the specific weights have been determined by the writer and for II and III by PALMGREN.

I. Eulysite from Mansjö Mt. Anal. N. SAHLBOM.

I a. Molecular proportions of I.

II. Eulysite from Stora Uttarviks Hage, Tunaberg. Anal. MAUZELIUS (Upsala Bull. Vol. XIV, p. 196).

III. Eulysite from Gillinge, Tunaberg. Anal. MAUZELIUS (Upsala Bull. Vol. XIV, p. 208).

IV. Eulysite rich in iron-anthophyllite from Mansjön; locality: the north-east limb of the syncline. Anal. N. SAHLBOM.

IV a. Molecular proportions of IV.

V. Eulysite from the Mansjö ironmine, rich in anthophyllite and grünerite. Anal. N. SAHLBOM.

V a. Molecular proportions of V.

VI. Eulysite from Hagermansdalen, Loberget. Anal. H. v. ECKERMANN.

VI a. Molecular proportions of VI.

OSANN's system gives the following values for the respective analyses:

	I	IV	V	VI
s	40.4	49.8	45.1	40.5
A	0.5	0.3	0.1	0.1
C	0.0	0.3	0.2	0.2
F	58.5	49.0	54.3	59.0
a	0.5	0.0	0.0	0.0
c	0.0	0.0	0.0	0.0
f	29.5	30.0	30.0	30.0
n	6.7	6.7	10.0	10.0
k	0.7	1.0	0.8	0.7
M (GRUBENMANN)	2.8	6.9	1.2	0.8
T (GRUBENMANN)	0.0	0.0	0.0	0.0

which refer all the eulysite rocks to the type 101 Dun Mts (type-formula: $s_{35 \cdot 5}\ a_0\ c_0\ f_{30}$) on the border towards the type 94 Zakharowka (type-formula: $s_{42 \cdot 5}\ a_0\ c_{0 \cdot 5}\ f_{29 \cdot 5}$).

In GRUBENMANN's system the analyses place the eulysite under Group XI: »Mesomagnetite Rocks».

In the quantitative system, the following norms were obtained:

	I	IV	V	VI
Quartz		0.84		
Orthoclase	1.67	1.11	0.56	0.56
Albite	2.62	2.10	1.05	1.05
Anorthite		1.11	0.28	
Σ Sal.	4.29 %	5.16 %	1.89 %	1.61 %
Acmite	0.46			
Diopside	7.53	23.18	2.91	2.73
Hypersthene	30.13	67.92	81.96	26.26
Olivine	52.37		10.95	67.32
Magnetite	4.18	2.09		0.70
Pyrite		0.88	1.32	0.77
Ilmenite	0.30			0.30
Apatite	0.33	1.31	0.98	0.33
Σ Fem.	95.80 %	95.38 %	98.12 %	98.41 %
	100.09 %	100.54 %	100.01 %	100.02 %

This refers the rocks to:

Class V	Class V	Class V	Class V
Order 1	Order 1	Order 1	Order 1
Section 3	Section 1	Section 1	Section 4
Rang 1	Rang 1	Rang 1	Rang 1
Subsection 1	Subsection 2	Subsection 1	Subsection 1
Subrang 4	Subrang 3	Subrang 4	Subrang 5

for all of which subrangs there is no name.

Analyses I and VI being typical of the eulysites and the first determinations of these rocks that have been published classified in the quantitative system, I would propose that the typical places they occupy in this system should be named: for subrang 4, below subsection 1 and section 3, »E u l y s i t o s e», and for subrang 5 below subsection 1 and section 4, »L o b e r g o s e».

As regards the position of analyses IV and V in the system, I have not ventured to propose any name, the rocks not being preponderately primary but representing — as will be shown below — eulysites partly metamorphosed by the assimilation of silica.

With the assistance of the microscope there have been determined from the analyses the following modes, which are given together with the average size of the crystals of the respective eulysites:

	I		IV		V		VI	
	Mode %	Size of crystals *mm*	Mode %	Size of crystals *mm*	Mode %	Size of crystals *mm*	Mode %	Size of crystals *mm*
Fayalite . . .	57.60	0.8	11.9	0.5	10.6	0.5	66.3	0.8
Pyroxene	15.20	0.5	—	—	2.0	0.4	3.8	0.4
Iron-anthophyllite	17.40	1.0	41.2	3.0	64.0	4.0	26.6	1.0
Hornblende . . .	8.00	0.5	22.9	1.0	3.7	0.5	1.2	0.3
Grünerite . . .	—	—	11.0	0.4	17.1	0.8	—	—
Biotite	—	—	—	—	—	—	—	—
Almandite . . .	—	—	6.1	0.2	0.4	0.1	—	—
Quartz	—	—	4.8	0.2	—	—	—	—
Apatite	0.30	0.1	1.3	0.1	0.9	0.1	0.3	0.1
Ores	1.50	0.1	0.8	0.1	1.3	0.1	1.8	0.1
	100.00		100.0		100.0		100.0	

It is true that the eulysite of Loberget given under VI is not locally connected with the eulysite of the Mansjö Mt., but it can be compared with it genetically, having been encountered in solid rock in the general line of strike of the Mansjö synclinal, and not being more than 6 kilometers distant from the latter. It has been included in the Table partly because it is the only known analyzed eulysite occurring in the province of Helsingland outside the Mansjö Mt., and also because it is found without any demonstrable connection with limestone beds, a point of decisive importance for the following discussion of the genesis of the eulysites.

If the Mansjö analysis, I, be compared with the above-given Tunaberg analyses, II and III, it may be said to form the connecting link between the latter, although, as regards the manganese-percentage, it is more immediately related to the Gillinge analysis.

The structure of the Mansjö eulysite is almost massive and I have been unable to find in the typical eulysite at Mansjön the schistosity of the Tunaberg-eulysite (26. p. 195) observed by PALMGREN — the garnet and sulphide ores being stated by him as being arranged along structural planes. On the other hand, I have noticed in Loberget a small streak of schistose eulysite, intersecting strongly pressed

gneiss, in which eulysite the garnet presented a similar arrangement. It appeared to me, however, as if this should undoubtedly be referred to a secondary recrystallization schistosity, and not to a primary stratification. This opinion of mine is supported, too, by the nature of the garnet of this rock being that of a recrystallized mineral.

Instead of showing a marked development of schistosity along the general strike of the rock, the Mansjö eulysite displays, on the other hand, in those instances where it does not appear massive, a columnar crystallization at right angles to the strike. This is a result of a secondary mineral growth at right angles to the intruding gneiss-granite apophyses, which as a rule follow the strike of the syncline.

The actual mineral-composition is seen from the above-given mode, to which there must be added, in certain marginal facies, biotite, talc, serpentine, chlorite and epidote minerals.

Microscopically, the structure of the massive eulysite is seen to be holocrystalline (Analyses I and VI) and granular without any distinct crystal-faces of the minerals, with the exception of the apatite, however, which is found as rounded crystals showing badly developed surfaces. The apatite appears to constitute the earliest crystallized component, being included in all the other minerals. The small flakes of hornblende fill up the spaces between the granular fayalite- and diopside crystals. Consequently, although distinctive structural idiomorphism does not exist, still I consider, on the basis of the microstructure, that the following sequence of crystallization has most probably taken place:

apatite {fayalite, anthophyllite, diopside, ore-minerals} —hornblende—secondary anthophyllite—
—grünerite—secondary ore-minerals.

This order is also confirmed by the observations I have made in the field and which, at the contacts towards the gneiss-granite and the pegmatite-injected crystalline schists, show the successive transformation of the eulysite into anthophyllite and grünerite »skarn». There is reason, therefore, to ask whether the anthophyllite and grünerite existing in the massive eulysite are not secondary formations. The same appears to me to be the case as regards the garnet, which, in the central parts of the eulysite massive, at a distance from the pegmatitic gneiss-granite- and the gneiss contacts, is altogether wanting.

In this latter point, my observations, and also my idea as to which

minerals should be regarded as the normal constituents of the rocks, diverge from PALMGREN's typical eulysite composition. In addition to fayalite and diopside, PALMGREN also gives garnet (spessartite-almandite) as a principal mineral, while, according to my investigations, the pure eulysite forms an anchi-monomineral or anchi-eutectic rock which consists in the main of nothing but the ferro meta- and orthosilicates: fayalite and anthophyllite; the diopside, apatite and ore-minerals being accessory.

One day last summer (1921) I had the opportunity of studying the Södermanland (Sweden) eulysites at Stora Uttervikshage, and consider it most probable that their undoubtedly greater percentage of garnet must be ascribed to a more advanced stage of metamorphism and not to a primary, genetic difference between the eulysite rocks of Tunaberg and Mansjö Mt.

The quarrying and diggings carried out at Stora Uttervikshage during the course of the Great War in the search of a suitable manganese ore for the Swedish iron works, have explosed the eulysite and the surrounding rock there in a manner extremely favourable to observation. Its typical cleavage at right angles is in agreement with that of the Mansjö rock (cfr. my photographs fig. 20 and fig. 33). There is wanting in the Mansjö eulysite, though, the about evenly spaced vertical schistosity-planes, sharply marked by the concentration of garnet and mica and by pyritic impregnation (cfr. fig. 33). This stronger accentuation of one of the directions of cleavage at Tunaberg is evidently the result of secondary mineral-crystallization along the cleavage surfaces, formed under the stress produced by regional dynamic metamorphic action, which also accounts for the formerly mentioned apparent stratification in the microstructure, observed by PALMGREN. In this respect, therefore, there exists no primary difference between the eulysites of Södermanland and those of Hälsingland.

The percentage of manganese, on the other hand, is, as will be seen by comparing the analyses, considerably higher in the Tunaberg eulysites. This shows up in the field through the bluish-black weathering rock-surfaces (mangano-hydrate), which gives the smooth cleavage-surfaces at Stora Uttersvikshage the appearance of being covered by sheets of steel. This blue weathering surface is replaced at Mansjö by a red-brown one of iron-oxide recalling the weathered exposures of the diabases. The lower the percentage of manganese, the more pronounced becomes the rust-coloured weathering of the Mansjö-eulysite. While for instance, the colour of the weathered exposure of the manganese-rich eulysite above the »Stora Kalk-brottet» is a

dark violet brown, in the manganese-free north-eastern limb of the syncline, it is a light red-brown.

Corresponding observations have been made by PALMGREN in respect to the Gillinge eulysite compared with the Tunaberg eulysite. The high amount of manganese, which, in consequence of PALMGREN's description of the Södermanland occurrences, has been considered as a feature typical of the eulysites, appears, however, from the investigation of the Mansjö field, to be a detail unconnected with the genesis and the typomorphic composition of the eulysites.

While, in the very fold of the syncline, the Mansjö eulysite contains up to as much as five per cent MnO, both the limbs of the syncline — like the Loberg eulysite — are characterized by an almost total absence of manganese. A comparison shows:

%	Stora Uttervikshage Tunaberg	»Utsikten» (The View) Mansjö Mt.	Gillinge Södermanland	Locality C — 40 Mansjö Mt.	Loberget. Helsingland
MnO	20.29	5.01	4.36	0.32	0.21

or a variation of nearly 20 % MnO, without the fundamental type of the rock being altered.

The somewhat greater percentage of diopside in the Södermanland eulysites, does not, probably, constitute any essential fundamental difference between them and the eulysites of Hälsingland. The diopside-percentage evidently stands in direct relation to the CaO-percentage, and with the explanation of the genesis of the eulysites that they are anchi-monomineralic hydatogeneous pegmtitic residual fayalitic solutions, to which I have been led by my investigations (p. 291), the varying CaO-percentage of the eulysite can be easily explained as depending on the rock-series into which it is intrusive.

At Tunaberg, the intrusion has occured in close connection with the limestone layer, and, in the north-eastern limb of the Mansjö syncline, in direct contact with the calcareous pyroxene-gneiss, so that in both cases the residual solution, before solidification, may have easily absorbed CaO from the wall-rocks.

In the very fold of the Mansjö-syncline, on the other hand, the eulysite is separated from the limestone by a sharply defined acid gneiss (crystalline schist) while, in Loberget, as far as I have been able to determine, limestone is altogether absent. The eulysite makes its appearance in the latter locality together with a metadiabase which, probably, is younger than the eulysite and of the same age as the metadiabase of the Mansjö Mt. If this assump-

tion is right, no absorption of CaO from the metadiabase can, consequently, have been possible. The Loberg eulysite as far as I have been able to discover from the extremely limited outcrop, is, besides, immediately surrounded by garnet-bearing crystalline schists, intruded by granite apophyses.

Thus, even if a limited amount of diopside may possibly be considered primary in the eulysite (as $CaCl_2$ in the hydatogeneous magma), the main part of the diopside in the Tunaberg-rock and of the limbs of the Mansjö syncline — in which latter it has, to a great extent been altered into hornblende — constitutes, most likely, a secondary addition of material of later age than the primary separation of the pegmatitic eulysite residual-solution.

The differences in the percentages of diopside do not, therefore, constitute any essential distinction between the eulysites previously described by PALMGREN, and the Mansjö eulysites.

In addition to this, the minerals in the rocks of the various localities show such near agreement, both micro-structurally, chemically and optically, that, from this point of view, too, one is compelled to adopt the view of a congruous genesis and primary material.

Before proceeding to discuss the genesis of the eulysite, therefore, I give below the result of my investigations concerning the minerals of the Mansjö-rock, as compared with the determinations obtained by PALMGREN.

The Minerals of the Eulysite.

Fayalite.

Like the Tunaberg-fayalite, that of the Mansjö Mt. shows a slight pleochroism in thicker sections:

$$\beta = \text{light greenish-yellow} > \alpha = \gamma = \text{whitish-yellow}$$

and a strong axial-dispersion $\varrho > v$, necessitating the execution of all determinations in monochromatic light. Optical character: negative. The determinations gave the following values:

	I. Mansjö. (Eckermann)	II. Mansjö. (Eckermann)
Axial angle (Observed) .	$2V_{Ta} = (-)\,51°02'$	$2V_{Ta} = (-)\,49°13'$
	$2V_{Na} = (-)\,51°52'$	$2V_{Na} = (-)\,50°21°$
Birefringence	$(\gamma-\beta)_{Na}$ (Obs) = 0.0093	$(\gamma-\beta)_{Na}$ (Obs) = 0.0090
	$(\beta-\alpha)_{Na}$ (Obs) = 0.0401	$(\beta-\alpha)_{Na}$ (Obs) = 0.0405
	$(\gamma-\alpha)_{Na}$ (Obs) = 0.0494	$(\gamma-\alpha)_{Na}$ (Obs) = 0.0495
Refraction	γ_{Na} (Obs) = 1.874	γ_{Na} (Cal) = 1.874
	β_{Na} (Cal) = 1.865	β_{Na} (Cal) = 1.865
	α_{Na} (Cal) = 1.825	α_{Na} (Obs) = 1.824

	III. Tunaberg. (Palmgren)	IV. Rockport. (Penfield & Forbes)
Axial angle (Observed) .	—	—
	$2V_{Na} = (-)\,50.8°$	$2V_{Na} = (-)\,49°50'$
Birefringence	$(\gamma-\beta)_{Na}$ (Obs) = 0.009	$(\gamma-\beta)_{Na}$ = 0.0095
	$(\beta-\alpha)_{Na}$ (Cal) = 0.040	$(\beta-\alpha)_{Na}$ = 0.0405
	$(\gamma-\alpha)_{Na}$ (Cal) = 0.049	$(\gamma-\alpha)_{Na}$ = 0.0500
Refraction	—	γ_{Na} = 1.8736
	—	β_{Na} = 1.8641
	—	α_{Na} = 1.8236

I. Fayalite from eulysite from »Utsikten» (The View) Mansjö Mt. Anal. N:o I.
II. Fayalite » » » north-eastern limb of the syncline. Anal. N:o IV.
III. Fayalite » » rich in manganese from Tunaberg.
IV. Fayalite » Rockport, U. S. A.

The birefringences found for the Mansjö-fayalite, like the refractions determined by immersion, are in very close agreement with the Rockport-fayalite. The Tunaberg values were determined

by PALMGREN from a variety rather rich in manganese. In the case of a fayalite from Gillinge with a lower percentage of manganese, PALMGREN found:

$$2V_{Na} = (-)\ 51.3^{\circ}$$

which is pretty nearly in agreement with the angle of the optic axis found by me for fayalite N:o I.

The angle of the optic axis of the Rockport-fayalite is somewhat lower, but if we calculate the angle from the birefringence values for Mansjö and Rockport we obtain:

	I Mansjö	II Mansjö	IV Rockport
$\mathrm{tg}V = \sqrt{\frac{\gamma - \beta}{\beta - \alpha}} =$	25°43′	25°14′	25°50′

and

$2V_{Na} =$	(−) 51°26′	(−) 50°28′	(−) 51°40′

which shows a better agreement than the angles observed. The formula used, is, of course, somewhat approximate, but the approximation is the same in all cases, and does not effect the comparison.

For the purpose of elucidating in greater detail the chemical position of the two different Mansjö-fayalites as compared with that of Tunaberg, Professor PETRÉN carried out at my request a manganese determination of mineral N:o I, which I had picked clean with the assistance of a magnifying glass. I have made a corresponding analysis of mineral N:o II myself, and I have also determined the percentage of MgO in both instances. The results of these investigations were:

	Mansjö N:o I (PETRÉN: v. ECKERMANN) anal.	Mansjö N:o II (ECKERMANN) anal.	Gillinge (MAUZELIUS: PALMGREN) anal.	Tunaberg (MAUZELIUS) anal.	Rockport (PENFIELD: FORBES) anal.
MnO . . .	4.58	0.42	4.9	26.51	0.72
MgO . . .	2.05	1.35	2.32	4.39	—
$2V_{Na}$(Obs)	(−)51°52′	(−)50°21′	(−)51.3°	(−)50.8°	(−)49°50′

The Mansjö-fayalite N:o I, from the eulysite in the synclinal fold, is, consequently, both chemically and optically identical with the Gillinge-fayalite of lower manganese-percentage, described by PALMGREN.

The Mansjö-fayalite N:o II, on the other hand, from the mangan-

nese-poor eulysite of the north-east limb of the syncline, resembles the Rockport (Mass.) fayalite, the percentages of the manganese and magnesium being lower and the axial angle having declined 1° 31′, thus approaching the angle observed by PENFIELD and FORBES. In contrast with the determinations of these two writers, however, there exists in the case of the Mansjö-fayalite N:o II a better agreement between the observed and the calculated values.

While PALMGREN, consequently, has found in the Södermanland-eulysite a diminution of the fayalite's axial angle associated with an increase in the percentage of manganese, I have discovered an increase possibly caused by the last factor. By means of axial angle determinations of the fayalite in six different thin sections of eulysite taken in the field at the localities J—40, I—41, H—41, G—41, F—39.5 and E—40 (compare the map), I have proved a variation between the values of fayalite I and fayalite II which, in all probability, is the result of varying manganese percentages in combination with the percentages of magnesia.

	J 40	I 41	H 41	G 41	F 39.5	E 40
$2V_{Na}$	(−)51°56′	(−)51°31′	(−)51°10′	(−)51°15′	(−)50°50′	(−)50°35′

The above-mentioned fayalites I and II, consequently, form the respective maximum and minimum angles of the optic axis discovered so far in the Mansjö fayalites.

The cleavages of the Mansjö fayalite along (010) are well developed; those along (100) are not so good.

Twinning occurs very rarely, and only in one single case has a triple-twin been observed. It is possible that the far more numerous occurrence of twinning at Tunaberg is connected with the great schistosity observed there, so that, consequently, the phenomenon appears to be the result of mechanical pressure.

Along the cleavages, the fayalite is sometimes pigmented by ore-minerals, probably magnetite.

The Diopside.

I have been unable to observe any measurable axial dispersion. The colour is a faint, light yellowish green, with $\gamma > \alpha = \beta$ and the optical character positive. The optical characteristic values, determined on the diopside of the eulysite of analysis N:o I from »Utsikten», compared with those of the Tunaberg diopside are as follows:

	Mansjö (ECKERMANN)	*Tunaberg* (PALMGREN)
Angle observed	$2V_{Na} = 55°38'$	$2V_{Na} = 56.5°$
» calculated	$2V_{Na} = 55°36'$	$2V_{Na} = 55°46'$
Birefringence	$(\beta-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0075	$(\beta-\alpha)$ (Obs.) = 0.007
	$(\gamma-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0345	$(\gamma-\alpha)$ (Obs.) = 0.032
	$(\gamma-\beta)_{Na}$ (Cal.) = 0.0270	$(\gamma-\beta)$ (Cal.) = 0.025
Refraction	α_{Na} (Obs.) = 1.6877	—
	β_{Na} (Cal.) = 1.6952	—
	γ_{Na} (Obs.) = 1.7222	—
Angle of extinction	$c:\gamma = 40°.5$	$c:\gamma = 41.6°$

On the whole, then, there prevails a good agreement between the two minerals. The well-developed prismatic cleavages are also in agreement; as are the cleavages along (010) and the fine close partings along (001). The plane of the optic axis is parallel to (010).

Consequently, I have not thought it necessary to check the optical agreement by carring out any comparative analysis, but have determined the specific weight, which is 3.550. Mauzelius obtained 3.544 as the sp. weight of the Gillinge-diopside.

In some grains the diopside displays evident alteration to a dark-green hornblende and sometimes encloses along the cleavages a brownish-black pigment.

Almandite.

The garnet mineral is beautifully wine-red, its comparatively high rose tint pointing to a low manganese-percentage (cfr. PALMGREN l. c. p. 171). In order to satisfy myself of this, I made an analysis of material taken from the eulysite one decimetre from the contact against a granite pegmatite dyke at »Utsikten», which was picked as clean as possible. Professor PETRÉN has kindly made an analysis of the garnet, which was found in the form of well-defined crystals in the pegmatite-contact itself. The results were:

	I Mansjö (ECKERMANN; anal.)	II Mansjö (PETRÉN; anal.)	III Tunaberg MAUZELIUS; anal.)
SiO_2	36.53 %	38.34 %	37.21 %
TiO_2	0.21 %	0.08 %	0.02 %
Al_2O_3	18.83 %	20.24 %	19.37 %
FeO	26.62 %	27.66 %	23.48 %
Fe_2O_3	2.49 %	0.00 %	2.56 %
MnO	10.05 %	8.02 %	11.04 %
CaO	4.05 %	4.80 %	5.75 %
MgO	0.95 %	1.15 %	0.58 %
H_2O +	0.20 %	0.00 %	0.15 %
	99.93 %	100.29 %	100.16 %
Specific weight	4.109 (ECKERM.)	4.094 (ECKERM.)	4.115

If we neglect the titanium percentage and the excess of silica contained by Analysis II — the latter being the result of quartz interpositions — the composition of the Mansjö garnet is calculated from the analyses to be as follows:

	I	II
Andradite	8.2 %	—
Grossularite	3.6 %	12.8 %
Pyrope	3.2 %	4.0 %
Almandite	61.8 %	64.6 %
Spessartite	23.2 %	18.6 %
	100.0 %	100.0 %

The mineral, consequently, like the Tunaberg garnet, is a manganese-almandite, which grades into spessartite, although the manganese percentage is somewhat lower than in the latter. As has already been pointed out, the almandite does not form any normal constituent of the eulysite, but is a new product, found sometimes — as in the Mansjö eulysite — along the contact towards the pegmatitic-apophyses of the gneiss-granite, and sometimes — as in Loberget (and Tunaberg), — along the planes of schistosity.

In the course of development of this secondary mineral a concentration of the manganese seems to have taken place, the manganese-percentage of the almandite being twice as much as that of the fayalite.

As will be shown later on (p. 269), the fayalite is altered into iron-anthophyllite by assimilation of silica. We should consequently expect the iron-anthophyllite to have proportionally assimilated the manganese-percentage of the fayalite, but this has not been the case, however.

It appears to me, therefore, as if the iron-anthophyllite, in the presence of alumina, possessed but a limited capacity to assimilate the molecule $MnSiO_3$, either as a solid solution or as a compound salt.

For, simultaneously with the addition of alumina and silica to the fayalite in consequence of the metasomatic decomposition of the pegmatite, the fayalite is recrystallized, in all observed contacts without exception, into manganese-poorer iron-anthophyllite and manganese-richer almandite.

This enrichment of the manganese can be imagined as taking place in accordance with the following greatly schematized reaction:

$$\left.\begin{matrix} Fe_2SiO_4 \\ Mn_2SiO_4 \end{matrix}\right\} + 2SiO_2 + Al_2O_3 = FeMn_2Al_2\,(SiO_4)_3 + FeSiO_3$$

Fayalite rich in Manganese — Spessartite — Anthophyllite

Under the microscope, there can also be observed how the garnet, in its limits towards the fayalite, always presents convex surfaces which have eaten into the fayalite, while the newly formed iron-antophyllite, towards the contacts, is frequently poikilitically intergrown with rose-coloured almandite. The greater the distance from the eulysite proper, the darker and the poorer in manganese does the garnet become, but even far from the contacts in the very pegmatite-dykes, which, in themselves, are poor in manganese, we encounter beautifully developed almandite crystals with a higher manganese percentage than that of the fayalite.

The biotite enters into the mineral association simultaneously with the almandite or, as a rule, somewhat closer to the pegmatite contact than the latter. The appearance of the biotite is only a natural consequence of the metasomatic decomposition of the feldspar (cfr. p. 327).

As a rule also, the alumina appears to intrude farther into the eulysite (reckoning from the contact) than does the liberated alkali, which latter is bound mainly in the sharply marked mica-formations already in the contacts, or in their immediate neighbourhood.

The formation of the garnet also appears to take place, partially at least, at the expense of the diopside which, in the eulysite which has been transformed into anthophyllite-rock, completely disappears. It is true on the one hand, — as I have previously mentioned (p. 264) — that the diopside is partly metamorphosed into hornblende but, on the other hand, a reaction appears to take place through the addition of alumina and the powerful contact-action from the pegmatite dykes, which probably has the following schematic sequence:

$$\left.\begin{array}{l} 3CaSiO_3 \\ 3MgSiO_3 \\ 3FeSiO_3 \end{array}\right\} + 3Al_2O_3 = \left.\begin{array}{l} Ca_3Al_2\,(SiO_4)_3 \\ Mg_3Al_2\,(SiO_4)_3 \\ Fe_3Al_2\,(SiO_4)_3 \end{array}\right\}$$

Diopside Garnet

The andradite-, grossularite- and pyrope-molecules of the garnet are probably chiefly due to this reaction.

Another thing that attracts our attention in Analysis I is the comparatively high percentage of titanium. Judging by this, as compared with the titanium-percentage of the eulysite (0.16 %), the titanium seems to be concentrated in the almandite through the recrystallization of the rock.

It has been impossible to determine with exactness the refraction of the garnet by the method of least deflection, in consequence of the impossibility of obtaining a grain of mineral sufficiently large

for manufacturing a prism. According to NIKITIN's method, however, it has been determined, to two places of decimals, at

$$1.81 > N_{Na} > 1.80$$

Iron-anthophyllite.

The pleochroism is weak, with

γ = very light green > β = greenish-yellow > α = whitish-green.

The optic angle was found to be so large that only the exit of one axis could be observed with a sufficient degree of accuracy by employing the theodolite-microscope's hemispheres of $n = 1.515$. Thus, on the occasion of my first examinations, 1920, the principal planes of the ellipsoid of elasticity were determined and the optic angle was obtained, by the construction in stereographical projection of the second axis. After having obtained glass-spheres of higher refraction, I repeated the determinations with a greater possibility of obtaining correct results, but I give them both, for the sake of comparison. The optical determinations made were on iron-anthophyllite taken from the neighbourhood of the pegmatite-contact, and also of iron-anthophyllite obtained at a distance of two metres from the contact.

	Mansjö Iron-anthophyllite from the eulysite (ECKERMANN)	*Mansjö* Anthophyllite near the pegmatite contact (ECKERMANN)	*Tunaberg* Iron-antho phyllite (PALMGREN)
Optic angle, observed and constr.	$2\,V_{Na} = (-)80°45'$	$2\,V_{Na} =$ —	$2\,V_{Na} = -89°6'$
» observed	$2\,V_{Na} = (-)80°30'$	$2\,V_{Na} = (-)75°08'$	—
» calculated	$2\,V_{Na} = (-)79°32'$	$2\,V_{Na} = (-)76°06'$	—
Birefringence	$(\gamma-\beta)_{Na}$ (Obs.) = 0.013	$(\gamma-\beta)_{Na}$ (Obs.) = 0.0124	—
	$(\beta-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.009	$(\beta-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0076	—
	$(\gamma-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.022	$(\gamma-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0200	$(\gamma-\alpha)_{Na} = 0.0200$
Refraction immersion	γ_{Na} (Cal.) = 1.688	γ_{Na} (Cal.) = 1.6856	—
	β_{Na} (Obs.) = 1.675	(Refraction) β_{Na} (Obs.) = 1.6732	—
	α_{Na} (Cal.) = 1.666	α_{Na} (Cal.) = 1.6656	—

The mineral shows evident dispersion of the optic axis with $\varrho > v$. As was the case with PALMGREN's iron-anthophyllite I have observed, in addition to the typical prism-cleavages of the amphiboles, cleavages along (010) which is the plane of the optic axis. The

elongation is positive, the mineral negative, and the optical orientation, consequently, in almost immediate agreement with gedrite, so that I would have suggested the name »iron-gedrite» as being, from an optical point of view, the one most in accordance with the optic phenomena. As DOELTER, however, has attached this name to the iron-aluminabearing gedrites proper, it will probably be found most suitable to retain PALMGREN's term iron-anthophyllite.

My observations, accordingly, agree with the values of PALMGREN's iron-anthophyllite, excepting as regards the optic angle, which PALMGREN found considerably greater. I have, however, thoroughly examined several thin-sections of the rocks I have taken from Tunaberg, without being able to discover any rhombic amphibole with the high angle of the optic axis mentioned by PALMGREN. It seems to me, as if we might find the explanation of this in the correction-constants employed by PALMGREN in his determinations, but which cannot be correct as they are based on the assumption that the mineral has a refraction of $\beta = 1.64$.

I have not met with any rhombic amphibole in my thin-sections from Tunaberg with this refraction, but in every instance I have found it considerably higher, being somewhat lower than that of the diopside, and about the values I found for the Mansjö-mineral.

This ought to be expected, too, if we compare the Tunaberg-mineral with the normal anthophyllite and gedrite, which are richer in magnesia, taking into consideration the higher iron-percentage of the former.

I have not had an opportunity of carrying out any complete comparative analysis as regards the two Mansjö-minerals I have examined and the Tunaberg-mineral. Such an analysis would, too, be attended with considerable difficulties, as I imagine it would hardly be possible to isolate the one type of anthophyllite from the other with sufficient exactness. Between the two there also exists a continuous series of anthophyllites with varying percentages of alumina and, possibly, of magnesia as well, which variation optically finds expression in a decrease of the optic-angles, from my observed maximum, 80° 30′, downwards.

The only chemical operation I have carried out in support of my opinion has been analyses of the manganese-, magnesia- and alumina percentages of some picked anthophyllite crystals taken as far as possible from the pegmatite in the eulysite at »Utsikten», and also of one large crystal pried loose from the pegmatite-contact itself, at the locality E—40. These analyses resulted as follows:

	Mansjö »Utsikten» (ECKERMANN; anal.)	*Mansjö* Locality E—40 (ECKERMANN; anal.)	*Tunaberg* (MAUZELIUS; anal.)
Al_2O_3	0.25	1.10	0.14
MnO	3.49	0.42	3.88
MgO	4.68	5.66	5.05
Spec. weight	3.846	3.812	3.83

In addition, I have found by qualitative determination that the iron-anthophyllite from »Utsikten» in other respects consists, practically speaking, of pure ferro-silicate. There is, therefore, most probably, no difference between the Mansjö anthophyllite and the Tunaberg anthophyllite.

PALMGREN's (26. p. 135) assumed reaction, quoted from WARREN:

$$Fe_2SiO_4 + SiO_2 = Fe_2Si_2O_6$$

Fayalite Iron-anthophyllite

has, therefore received a striking confirmation at Mansjö, exactly the same phenomenon being observable at Mansjö as that described by WARREN from Rockport. For, along the contacts of the acidic pegmatitic granite-dykes intruding the eulysite, the fayalite of the eulysite has been, without exception, altered into iron-anthophyllite, while, at the same time, the pegmatitic granite has gradually released its silica and, just as gradually, been transformed along the contacts to an almost quartz-free, syenitic andesine-pegmatite, dotted with large tabular crystals of biotite (fig. 19).

In consequence of the numerousness of the pegmatite dykes, iron-anthophyllite is found far more generally at Mansjö than at Tunaberg. It borders the edges of the dykes in radial aggregates which penetrate into the eulysite. As a rule, however, the terminations of the anthophyllite-crystals form a sharply defined border towards the anthophyllite-free eulysite. Even small pegmatite dykes, not more than some few centimetres wide, can be edged by decimetre-broad reaction-zones of iron-anthophyllite. Immediately north-west of the »Stora Brottet» (the great quarry) there can be seen how, between two small parallel pegmatite dykes almost the whole of the intermediate space between the dykes, with the exception of some few centimetres, consists of anthophyllite, while this remaining part between the two pegmatite dykes still consists of the original massive eulysite (fig. 22).

The size of the crystals close to the pegmatite dykes is sometimes of important dimensions, and can, although exceptionally,

amount to as much as five centimetres in the prismatic zone, but without any measurable terminal faces being formed, however. In the rock, the megascopical colour of these crystals is a greenish-brown and, microscopically, they carry inclusions of hornblende and are poikilitically intergrown with quartz and, occasionally, with garnet. The original ore-pigmentation of the fayalite appears, as a rule, to have been concentrated between the crystals during the process of transformation into anthophyllite.

The diminishing axial angle of the iron-anthophyllite as it approaches the pegmatite contacts, probably depends on the increased percentage of alumina shown by the analyses. As a rule, the anthophyllite is also found to have a small axial angle within the »reaction zone» between the pegmatite and the eulysite, which is characterized by the occurrence of almandite and biotite. I have already pointed out how, on the metasomatic decomposition of the feldspar, its alkali components are in the first place bound by the micas, and its percentage af alumina by the almandite. A part of the alumina, however, appears to be combined with the iron-anthophyllite too, which thereby chemically gravitates towards the iron-gedrites. The silica of the pegmatite, on the other hand, penetrates farther into the eulysite, and gives rise to the inner zone of iron-anthophyllite which is distinguished by a larger axial-angle and a purer ferro-metasilicate composition. Part of that anthophyllite may also constitute a primary component of the rock.

In the contacts towards the rocks that are richer in magnesia, such as the magnesia-peridotite (the harzburgite) and the pyroxene-gneiss, the formation of iron-anthophyllite is changed into one of grünerite. This transition appears, for one thing, to be a purely polymorphous phenomenon; the iron anthophyllite, which has already crystallized, recrystallizing under the influence of altered conditions of temperature and pressure to grünerite of unaltered chemical composition. But it also appears as if a formation of grünerite should simultaneously have taken place by means of a direct addition of magnesia-silicate from the pegmatite-apophyses, or else indirectly as a result of the decomposition of the hornblende and biotite.

We can imagine the reaction schematically as follows:

$$\underset{\text{Iron-anthophyllite}}{Fe_2Si_2O_6} + 2MgSiO_3 = \underset{\text{Grünerite}}{2\,(FeSiO_3 + MgSiO_3)}$$

Beneath the microscope there can also clearly be observed how the iron-anthophyllite grades in patches into grünerite.

The brownish-black biotite, appearing as small scales together with

garnet, among the iron-anthophyllite crystals in the neighbourhood of the pegmatite contacts, also disappears together with the hornblende, as soon as grünerite enters into the mineral association.

That the iron-anthophyllite and the grünerite are derived from the fayalite may also be deduced indirectly from the facts that they include that part of the original manganese-percentage which has not been taken up into the almandite, and that, as may be seen by the analyses already quoted, their manganese percentage is entirely regulated by that of the primary material. A fayalite rich in manganese leads to an iron-anthophyllite and grünerite rich in manganese, while, on the other hand, a mineral poor in manganese gives rise to manganese-poor equivalents of the same minerals.

Grünerite.

This mineral is wanting in the normal eulysite and in accordance with what has been said above, it is only towards the contacts that it has been formed, where it sometimes appears as an actual grünerite-»fels». In most of the thin sections from the eulysite's contacts towards the pegmatite it is entirely absent, however, and its appearance seems to be chiefly connected with the richer supply of additional magnesia.

Where the grünerite does occur, it is at once recognizable by its extremely beautiful polysynthetical lamellar twinning (fig. 30). The absorption is α=greenish-white < β=brownish-green < γ=colourless.

The following optical values have been observed for the grünerite from the pegmatite-contacts:

	Mansjö (ECKERMANN)	*Tunaberg* (PALMGREN)	*Collobrières* (KREUTZ)
Axial angle, observed	$2V_{Na}=(-)81°40'$	$2V_{Na}=(-)79.2°$	$2V=(-)$ 80°—84
» » »	$2V_{Na}=(-)80°50'$	—	—
» » calculated	$2V_{Na}=(-)81°48'$	$2V_{Na}=(-)80°10'$	$2V=(-)81°30'$
Birefringence	$(\gamma-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.042	$(\gamma-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.041	$(\gamma-\alpha)=0.045$
	$(\beta-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.024	$(\beta-\alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.024	$(\beta-\alpha)=0.025$
	$(\gamma-\beta)_{Na}$ (Obs.) = 0.018	$(\gamma-\beta)_{Na}$ (Cal.) = 0.017	$(\gamma-\beta)=0.020$
Refraction (immersion)	α_{Na} (Cal.) = 1.688	—	$\alpha=1.672$
	β_{Na} (Cal.) = 1.712	—	$\beta=1.697$
	γ_{Na} (Obs.) = 1.730	—	$\gamma=1.717$
Extinction $c:\gamma$ . . .	14.6°	14.5°	10°—11°

I have also determined the percentage of manganese in the grünerite from the neighbourhood of »Utsikten», with the following result:

	Mansjö (ECKERMANN: Anal.)	Tunaberg (MAUZELIUS: Anal.)
MnO	3.02 %	5.93 %
Sp. wt.	3.509	3.396

From what has been said I deduce that, in all essential details, the Mansjö mineral agrees with the Tunaberg grünerite, although the angle of the optic axis of the former is larger, and its percentage of manganese lower. As, however, the refraction has not been determined by PALMGREN it is possible that if his value be re-corrected, the difference of the axial angles will be diminished.

The somewhat higher birefringence and the high refraction of the Mansjö mineral, however, would lead one to conjecture that this new grünerite bears a greater resemblance to that determined by KREUTZ from la Mallière, at Collobrières, Dept. de Var. Probably, too, the iron-percentage of the Mansjö grünerite is somewhat higher than that of the Tunaberg mineral, but I have not had the opportunity of confirming this hypothesis.

On the other hand, I have simultaneously discovered, in the contact between the eulysite and the magnesia-peridotite, typical grünerite of lower refraction than that determined above — the examination by the theodolite-microscope giving $\beta < 1.70$ — and which has shown a lower axial-angle. On account of the strong lamellar twinning I have not, however, been able in this instance to carry out my determinations with absolute exactness, but have obtained an axial-angle value lying between 77° 30′ and 79° 30′.

Here the optical characters have evidently been influenced by a chemical replacement of FeO by MgO.

In the north-east limb of the Mansjö syncline, the grünerite, like the fayalite and the iron-anthophyllite, is, in all probability, almost manganese-free, although I have not carried out any analysis to prove this.

Through my axial-angle determinations I have also shown the existence of a high dispersion of the optic axis, with $\varrho > v$. This dispersion is, too, fully evident beneath the microscope, although PALMGREN does not seem to have observed it at Tunaberg.

The axial-plane is (010); the elongation is positive, and the cleavages are distinctly noticeable along the prismatic faces and (100). Along (010) the cleavages, as a rule, are not developed, but, on the other hand, the plane is marked by small crystal microlites, orientated along the same, and probably consisting of rutile.

The grünerite often seems to have crystallized around the dark-green hornblende flakes observable as enclosures in the iron-antho-

phyllite, and sometimes, within the almandite. In the centre parts of the grünerite crystals such green residues of hornblende can be clearly seen (fig. 29).

In the rock, the mineral is a yellowish-green, with an almost silky sheen and a radiated structure, often in a direction at right angles to the contact between the eulysite and the pegmatite. The crystals are sometimes of considerable size, and up to 2 *cm* in length. In the Mansjö eulysite, the mineral has always a fresh appearance. I have, how[illegible] the hematite-like product of decomposition observed by PALMGREN in the Tunaberg mineral. It is sometimes developed in such large quantities that the grünerite-skarn has been mined as iron-ore (Mansjö Järngruva). The same alteration can also be noticed in the iron anthophyllite and is introduced by the formation of an iddingsite-like, red mineral along the cleavages and crystal-limits. I shall return to this matter in my description of the iron-mines.

Finally, it may be of interest to compare the manganese analyses which have been given here of the eulysite and its ferro-silicate derivatives, especially as the analyzed rock samples have been taken in a straight line from the centre of the eulysite-massive at »Utsikten» onwards towards the nearest granite-pegmatite contact:

	Fayalite	Iron-anthopyllite	Grünerite
MnO %	4.58 %	3.49 %	3.02 %

The series confirms the probability of the characteristic previously pointed out — that the percentage of manganese derived from the fayalite diminishes with an increasing percentage of silica.

For this connection alone to be assigned any value as evidence there will, of course, be required a very considerable number of complete and systematic series of analyses.

Hornblende.

Enclosed, as a rule, by the iron-anthophyllite and lying as residual scales within the grünerite, or occurring xenomorphic between the grains of fayalite in the anthophyllite-free eulysites, there are found, scantily, small grains of a highly pleochroic hornblende, of the absorption-scheme:

$$\gamma = \text{dark greenish-blue} = \beta = \text{dark bluish-green} > \alpha = \text{yellowish-green.}$$

The extinction c: γ is determined at 17.5 °. In consequence of the strong colour of the mineral, neither birefringence nor axial angle

could be determined on the turning-stage with certainty. With BEREK's compensator on sections, the orientation of which were determined by the observation of the interference-figure, there was obtained $(\gamma - \alpha) = 0.020$ and $(\beta - \alpha) = 0.007$. By means of the axial angle-scale the value $2\ V_{550} = 71°$ was measured, which, however, can only be regarded as approximative. The dispersion is evidently inclined and $\varrho > v$, not a usual feature in common hornblende. The mineral is, however, negative, with positive elongation.

As I have found it impossible to megascopically isolate the pure mineral with sufficient reliability, I have also been unable to determine its specific weight or to carry out any analysis. The strong blue colour, the dispersion, the comparatively low axial angle, and the low birefringence, however, give the impression that the hornblende is rich both in CaO and alkalis, and that it agrees with that described by PALMGREN from the Tunaberg eulysite, for which hornblende, too, no optical determination has been carried out. In the contact between the eulysite and the magnesia-peridotite, there also occurs, in the form of a contact reaction-product, another hornblende described in connection with the peridotite (p. 251).

Biotite.

The mineral is highly pleochroic, with

α = brownish-black $>$ β = walnut-brown $>$ γ = brownish-yellow.

It is optically negative, with a large angle of the optic axis which it was impossible to measure on the turning stage but which, with the assistance of the axial angle-scale, was determined to be 62°. The dispersion is weak, with $\varrho < v$. The elongation is positive.

The refraction is relatively high, this being probably the result of the high iron-percentage. It has been determined, in accordance with NIKITIN, at

$$1.63 > \gamma > 1.62$$

The birefringence $(\gamma - \alpha)$ has been measured, by means of BEREK's compensator, at 0,030, but this determination is uncertain, in consequence of the strong colour of the mineral.

The biotite appears only in the contacts towards the pegmatitic apophyses of the gneiss-granite, and in that eulysite where the secondary almandite has already been formed.

The biotite appears partly to constitute a product of alteration of the green hornblende first formed, and partly to be a primary formation produced by the addition of potassium from the pegmatite.

Quartz.

This, in contrast with the same mineral in the Tunaberg eulysite, is not undulous. As already mentioned, it occurs only in the eulysite bordering on the pegmatite contacts and is. as a rule, scantily filled up by minute gas-cavities, both with and without libellæ.

The difference in the character of the quartz between the two eulysite occurences, appears to me to constitute a further evidence of the secondary schistosity, caused by pressure, of the Tunaberg eulysite and its original petrographic- and mineralogical identity with the Mansjö Mt. eulysite.

Ore Minerals.

The ore minerals of the eulysite consist chiefly of hematite, magnetite, pyrite and pyrrhotite. Of these, the magnetite is always subordinate, but increases very surprisingly, near the contacts towards the surrounding schists. In the case of a great amount of iron-anthophyllite and grünerite being present in the rock. the hematite also increases on account of the above-mentioned secondary decomposition.

This observation, which, in the field, can be specially made above the large limestone-quarry, is further illustrated by the Mansjö iron-mines situated west of the quarry in question, where the grünerite-anthophyllite »skarn» contains in patches a large amount of grains of hematite, or where it grades into a serpentine-like aggregatic mass with hematite crystals, and where the fayalite occupies a subordinate place in the rocks, or has entirely disappeared.

As will be seen by the map, the Mansjö iron-mines are nothing else than fragments of the eulysite in the south-western limb of the syncline, which have been moved to the south-west by one of the large intruding dykes of the gneiss-granite. In the continuation of the gneiss-granite dyke, outside the limits of the map, I have also observed a large number of small fragments of eulysite — the smallest not more than a few decimetres across.

These fragments appear to have been greatly metamorphosed and altered into serpentine by the action of the granite-magma, hematite being simultaneously crystallized out, and may also have been enriched in iron by the granite-magma.

I shall give below, in the section dealing with the alteration products of the eulysite, a more detailed account of the reactions that may have been the cause of these transformations. Here, nothing more need be pointed out, than that a corresponding formation of ore-mineral in the eulysite massive itself is encountered only on an

essentially smaller scale in the contacts towards the large granite-apophyses.

The magnetite and hematite have not crystal faces and are found microscopically, partly as irregular grains between the other mineral constituents; partly as crystal-skeletons in the amphiboles, and regarding the hematite, partly, also, as large crystals of from 2—5 mm in the above-mentioned serpentine matrix.

Some very dark blackish-brown, comparatively sharp-edged and isotropic grains which are sparsely observed chiefly in the vicinity of the diopside crystals of the eulysite, are possible Chromite or Picotite and, consequently, the seat of the chrome-percentage shown by one of the analysis. It has been found impossible to isolate material for chemical or mineralogical determination.

The sulphur-percentage of the eulysite is contained in the pyrite and pyrrhotite. The pyrite is by far the most common, but I have not been able to lay down any rule for the occurrence of the latter. Like the magnetite and hematite, they are found without crystal faces, and occur chiefly towards and along the contacts. They appear to me to be of secondary origin, developed at a later date than the original formation of the eulysite.

This supposition is supported by the conditions found in the eastern quarry in Stora Uttervikshage, at Tunaberg, where the pyritic impregnation (chiefly of pyrrhotite) has evidently followed the planes of schistosity (fig. 32).

I have endeavoured, by means of quantitative chemical analysis, to prove the existence of arsenical pyrites, but without positive result.

The Genesis of the Eulysite.

In his »Elemente der Gesteinlehre» (1910), p. 217, H. ROSENBUSCH expresses himself very cautiously with regard to the genesis of the eulysites, saying that »perhaps» the eulysites from Tunaberg are species of wehrlite, rich in garnet. A. LACROIX, in »Comtes rendus», T. 130, p. 1778, has described an eulysite-like rock from Collobrières, north-east of Toulon, the magnetite-percentage of which he considers to be a secondary metamorphic product of the fayalite. Mineralogically, he compares the rock with the Tunaberg-eulysite, but while he considers it »fort possible, que l'eulysite, qui forme un amas au millieu du gneiss, soit d'origine éruptive», he says, nevertheless, that the Collobrières-rock »est un terme ultrabasique de la serie des schistes cristallins, sans rapport d'origine avec aucune roche éruptive».

He repeats the same statement in Bull. d. l. Société Française de Minéralogie 1917, page 62—69, where he describes the same rock as a »nouveau type ferrifère des schistes cristallins», for which he proposed the name »collobrièrite». — This statement does not seem to agree very well with his remarks that »la magnétite à cristallisée pendant toute la durée de la formation de la roche» and »tous les minéraux précédents sont enveloppés par la fayalite, qui est groupée parfois avec la grunérite comme la pyroxéne et le feldspath dans la structure ophitique».

He publishes an analysis of the rock by Mr. M. RAOULT which I have compared below (I) with my analysis of the Loberg eulysite (II).

	I	II
SiO_2	32.70 %	35.27 %
TiO_2	0.46 %	0.12 %
P_2O_5	0.38 %	0.20 %
Al_2O_3	2.10 %	0.30 %
Fe_2O_3	12.93 %	0.50 %
FeO	46.07 %	57.81 %
MnO	0.11 %	0.21 %
MgO	0.90 %	4.31 %
CaO	1.90 %	0.79 %
Na_2O	0.65 %	0.10 %
K_2O	0.38 %	0.06 %
Cl	0.19 %	—
S	0.18 %	0.45 %
H_2O +	0.75 %	0.21 %
H_2O —	0.07 %	—
	99.77 %	100.33 %

Taking into account the undoubtedly very strong metamorphism of the »collobrièrite», shown by the schistosity, the mechanical deformation of the fayalite-crystals and the secondary formation of siderite, described by LACROIX, the agreement between the two analyses is rather striking. The large amount of ferric oxide may easily be explained by the decomposition of the grünerite, the latter mineral amounting to not less than 43.7 % of the rock.

The description of the rock, given by LACROIX, is altogether too fragmentary to allow of any close comparison between the same and the eulysites. I will therefore for the present restrict myself to stating that there seems to be a great possibility of the »collobrièrite» being nothing but a highly metamorphic eulysite.

A. G. Högbom is the only one who has hitherto assumed a definite standpoint with regard to the origin of the eulysites.

In his »*Precambrian Geology of Sweden*» (17. p. 40) he assigns the Tunaberg-eulysite a position between the limestones and the iron-ores, taking as his starting-point, that the rock, with all certainty, owes its origin to a metasomatic metamorphism of limestones, comparable with the well-known transformation in other localities, of limestones into magnesia silicates and iron-ores, mixed with larger or smaller quantities of ferro-magnesia silicates. He also points out that the eulysite *de facto* grades into manganese-bearing iron-ore, and its olivine into manganese-olivine.

To a certain degree, this opinion is based on erroneous premises, the investigations of the Södermanland eulysites carried out at a later date by Palmgren, showing, as we know, that there is no question at Tunaberg, any more than there is at Mansjö, of magnesia-silicate and normal olivine, but of almost pure ferro-silicates.

In spite of these results of his investigation, Palmgren assumes no definite standpoint towards the genesis of the eulysite but, at the close of his dissertation on the eulysites of Södermanland (26. p. 215), leaves the question of their origin open to future discussion, and satisfies himself with saying, first, that Cr and V were not discovered in the Tunaberg-eulysite, while those fundamental elements occur normally in eruptive peridotite magmas; and, secondly, that the eulysite, in consequence of its schistose habit is to be referred to the crystalline schists. It would seem as though Palmgren was most inclined to the opinion that the eulysite is a dynamically metamorphosed but not magmatic aggregatic mass of iron and manganese materials »which have had long and complex histories, including the development of secondary and perhaps, tertiary, structures».

If we examine the Mansjö Mt. rocks from the point of view of Högbom's theory of their genesis, we find, too, features which, like those observed in the Södermanland eulysites, can be claimed as giving evidence of a metasomatic process of formation. For one thing, the eulysite, like that at Tunaberg, is found in the neighbourhood of limestone beds in the crystalline schists and, as at Tunaberg, is connected with the occurence of ore-minerals, a feature which it shares with several other known eulysite localities. Secondly, its general strike is the same as that of the surrounding stratified rocks and, finally, it appears, at first sight in the field, to have participated in the synclinal folding of the amphibolites and gneisses.

Had the eulysite been eruptive, there would be reason to expect that, in some places at least, the comparatively thin sheet of gneiss

— which is from about one-half to a couple of metres in thickness — separating the limestone from the eulysite, would be cut across or torn apart, a phenomenon which has not so far been observed, however. Nor does the composition of the Mansjö eulysite correspond to any other known primary eruptive magma, while, on the other hand, the manganese-bearing fayalite of the synclinal fold is closely related to the probably metasomatic knebelite at Dannemora.

From the very first moment, however, I have found a difficulty in supposing that — even if at the geological epoch in question, this thin sheet of gneiss had consisted of a plastic layer of clay, which, however, cannot be deduced directly from its analysis (cfr. p. 309) — it would have been able to so completely exclude the circulating solutions as to leave the now existing limestone-bed altogether unaltered, while another one, lying in the immediate neighbourhood, had been so completely removed, that the eulysite rock now occupying its place does not show more than an inconsiderable percentage of lime.

I have been confirmed in this opinion of mine after having visited the new exposures at »Stora Uttervikshage» (Tunaberg) in the summer of 1921, which show convincingly how the Tunaberg eulysites, too, are separated from neighbouring layers of limestone by an unaltered microcline-gneiss, free from skarn, even if this wall of gneiss, at the easternmost exposure, narrows down to some few decimetres in breadth.

Between this separating gneiss-wall and the limestone there occurs, on the other hand, a skarn-zone, which is evidently the result of a reaction between the limestone and gneiss. This skarn-zone has been mentioned by PALMGREN under the name of »microcline-gneiss with pyroxenitic layers», and has nothing at all to do with the genesis of the eulysite. It is immediately distinguished from the latter by its lack of manganese,[1] and has arisen by metasomatic replacement, either in connection with the regional metamorphism, or as a result of an increase of temperature accompanying the intrusion of the gneiss-granite or the eulysite. At Mansjö Mt. it has its equivalent in the pyroxene-skarn contact some decimetres wide, between the limestone and the garnetiferous crystalline schists (paragneiss).

Professor QUENSEL, who visited the Tunaberg localities together with me, called my attention to the fact that the above-mentioned pyroxene-skarn also surrounds the limestone on the side turned away from the eulysite, although there it forms an essentially narrower reaction-zone, often no more than a few centimetres wide. This

[1] Determined by qualitative analyses.

further confirms the primary independence of the skarn-zone of the eulysite.

The pyroxene in this reaction-skarn is, in addition, a calcareous diopside, while the ferro-silicates of the eulysites both at Tunaberg and, still more, at Mansjö Mt., exhibit a low percentage of lime.

The metasomatic replacement of the limestones by skarn depends, in the first place, on the binding of the silica by the lime, CO_2-gas being liberated and escaping while the silicate remains. Entire strata of limestone could, of course, be transformed in this manner into skarn, but only under the presupposition that an equivalent amount of CaO-bearing silicate was formed instead.

This has been the case in the skarn-zones surrounding the limestone of Tunaberg and of Mansjö Mt., but not in the eulysite, which lacks the necessary CaO percentage. The objection may be raised that, after all the $CaCO_3$ has been consumed, the adding of ferro- and manganese-silicate has continued so that, consequently, the later silicate-formation has become poor in lime. Had this been so, genetically connected consanguineous skarn, rich and poor in lime, would of course be found together, which is not the case, however.

Further, by the discovery of the Loberg eulysite (cfr. p. 256), in the neighbourhood of which it has not been possible to detect any deposits of limestone, the statistic connection between the eulysites and the limestones has been disturbed, and the same holds good for the fayalitic dyke mentioned by me below (p. 286) as existing in Gymåsberget near Woxna.

Nor does the chemical analogy for the metasomatic origin of the eulysite, claimed by HÖGBOM, viz., the manganese-percentage of the fayalite, hold good. I have shown how the manganese-percentage varies in the eulysite of the Mansjö Mt., from the same proportion as at Gillinge in Södermanland (p. 253) down to 0.32 %, while, if the Tunaberg eulysite and that of Loberget be compared, we obtain a variation of MnO, lying between 20.29 % and 0.21 %. The process of the genesis of the eulysite must, consequently, be altogether independent of the percentage of the manganese, the presence of which must be referred to local incidental causes.

From what I have stated above, and in the light of the results of the latest investigations, it will be seen that Professor A. G. HÖGBOM's interpretation of the genesis of the eulysite can no longer be considered as correct, but that the explanation must be sought for elsewhere.

The first step towards the solution of this problem is to decide whether the rock be of sedimentary or of magmatic origin.

In dealing with this point it seems to me that the hypothesis of a sedimentary origin should at once be dismissed, simply from the fact of the improbability of the sedimentary process of formation of the pyroxene-gneiss on either side of the Mansjö Mt. eulysite being interrupted by a sedimentation of such a diametrically opposite character as the eulysite, without thereby causing an alteration in the composition of the later superposed gneiss. But, as will be shown later on (p. 318), there exists a perfect chemical and mineralogical agreement between the two different pyroxegene-gneiss layers.

In addition to this, while the limestone and the pyroxene-gneiss exhibit a complete replacement of each other in the synclinal series representing different facies of the same sedimentation epoch, besides showing a distinct stratification in layers of different composition, the eulysite is primarily homogeneous, both mineralogically and chemically.

Finally, the eulysite has not been submitted to that intense folding of the layers of gneiss, limestone and amphibolite, even if it sometimes exhibits traces of schistosity indicating an introduction into the stratified series before the folding of the syncline had been completely finished. Consequently, the eulysite must be of later date than the gneiss-beds both above and below, and cannot, therefore, under any circumstance, be sedimentary.

The conditions, too, existing at Tunaberg, which, at first sight, appear to differ somewhat, do not stand in conflict with this deduction, if one but remembers that the dynamic metamorphism at Tunaberg has proceeded considerably farther than in the Mansjö Mt. The evident schistosity at Tunaberg is the result of orogenic movements and differential stresses, and the alternating layers of garnet and biotite-rich rock along the cleavage-planes were undoubtly formed thereby.

The garnet-formation, as well as the pyrite-infiltration along the planes of schistosity (cfr. fig. 32) are clearly secondary mineral enrichments, and by the results of my investigations in the Mansjö district I have also shown how the garnet, as such, does not constitute any essential primary constituent of the eulysite.

Every mechanical sedimentary process in the formation of the eulysite is, consequently, excluded.

The thought may be entertained, however, that the eulysite might be a stratified rock, formed by chemical precipitation — somewhat in agreement with the formation at the present day of lake-ores — which, at a later period, by means of circulating silicate-solutions or by combination with silica in the solid phase, on being folded into

warmer depths of the crust of the earth, has been recrystallized into eulysite. But this hypothesis, too, is not a very probable one, for the same reasons that have been adduced against the mechanical sedimentation of the eulysite.

In addition to this, there is — as I have already shown — the great affinity of fayalite for silica and the rapid transformation of the eulysite into anthophyllite- and grünerite-rocks at the pegmatite-contacts, from which there may be deduced that, in the case of such a recrystallization, the various skarn-rocks should first be formed and not the eulysite, especially as free quartz has been found available in the neighbouring pyroxene-gneiss (cfr. p. 315).

Nothing remains, therefore, than to refer the genesis of the eulysite to a magmatic origin, in the course of which process it can either have been intruded under pressure between the, already to a great extent, folded paragneiss- and amphibole beds, or else it has crystallized in open fissures which have arisen through orogenic movements in the fundamental rock, having no other connection with the limestone and the pyroxegene-gneiss than their following the weak zones in the rock marked especially by the limestone. As in this case, however, the formation of the fissures, too, must have completely followed the fold of the syncline, the latter of these two alternatives can be at once eliminated as improbable. Possibly though, the injection under pressure may have been combined with a dislocation of the synclinal strata through orogenic movements.

Before I proceed, however, to endeavour to put forward in greater detail the magmatic derivation of the eulysite, I shall give an account of the observations I have made in the field which may support my deductions.

From a purely megascopical point of view, the Mansjö-eulysite gives, in the first place, an extremely strong impression of being an eruptive or primary, unmetamorphic rock. If we regard the massive banks of eulysite that have been exposed above the great limestone quarry (Stora Kalkbrottet) (fig. 49), it appears difficult to associate the impression they give with the thought of the eulysite being a sedimentary rock. The secondary bedding and schistosity at Tunaberg are here entirely absent, but we find, instead, a marked banking of that kind which is observed in eruptive rocks, with a distinct cleavage parallel to the surface of solidification, and, in this instance, parallel to the fold of the syncline.

Very evident, too, is how the eulysite, which, along the north-western crest of the Mansjö Mt., occurs to all appearance interstratified between the gneiss- and the amphibolite-series, does not present

any of their intense schistosity and does not participate, to any great extent, in their folding or refolding. The eulysite in the synclinal limb is, in the centre, very often fully as compactly massive as the eulysite body above the limestone quarry, while its slight folding along the amphibolite-gneiss layers, and its hardly noticeable development of schistosity in the direction of the strike of the syncline must be explained by the intrusion having occurred mainly after the formation of the syncline, but still a short time before the conclusion of the movement.

In striking opposition, too, is the earlier intensive development of numerous minor folds transverse to the axis of the syncline in the neighbouring pyroxene-gneiss-, amphibolite-, garnet- and paragneiss-strata.

In addition, I have found that the conditions existing at the contact »eulysite-paragneiss-limestone» of the Mansjö Mt., point to a supplying of heat to the contact from the eulysite. Later on (p. 340), when describing the contact-phenomena in the Mansjö limestone, I have pointed out, how the contact-formation which has arisen on a small scale along the pegmatite-apophyses of the gneiss-granite, appears on a vastly larger scale in the contact between the limestone and the paragneiss, and that there it has taken place in a reverse direction, i. e., with an addition of heat from the outside through the paragneiss. At the same time, the gneiss has acquired an extremely well developed schistosity through recrystallization along those stretches of the limestone deposit where the eulysite is present on the other side of the gneiss. It has even changed its mineral composition by the formation of garnet (and some vesuvianite), in addition to which, there has taken place a crystallization of chlor-scapolite. These metamorphic phenomena are absent in all those instances, where either the eulysite has been wanting in the vicinity of the contact, as at locality M—35, or where the gneiss layer between the limestone and the eulysite is of great thickness, as at locality I—25.

In the »Västra Kalkbrottet», for example, where the eulysite is found first at some considerable distance from the hanging wall of the limestone behind the gneiss, the latter has completely retained its typical »para»-appearance, such as it is when encountered everywhere in the foot-wall of the limestone at those places where it has not become injected or migmatitized by the gneiss-granite.

It is true that, occasionally, there occurred in these instances, too, a narrow contact-zone between the limestone and the gneiss, but not to a greater extent than could be ascribed to the regional increase of

heat which must have been the result of the intrusion of the gneiss-granite.

If we adopt the theory of an intrusion genesis of the eulysite, the possibility ought not to be excluded of discovering, in proof of this, enclosed in the eulysite, fragments of the surrounding gneiss.

During the summer of 1920 I sought for this evidence, but in vain, and it was not before my field-work in 1921, when I had come to a clearer insight of the nature of the eulysite intrusion, that I really at last actually discovered inclusions within the eulysite, which inclusions undoubtedly must be described as being, by the addition of ferro-silicates, highly metamorphic »ferro-silicated» fragments of the surrounding gneiss.

In composition nearest resembling the skarn-facies of the eulysites, containing amphibolites, biotite and quartz, but free from fayalite, these lenticular or »flaky» patches of the eulysite-rocks exhibit, as a rule, quite clearly the stratification and texture of the original gneiss. The decisive proof lies in the fact that this primary stratification does not coincide with the strike of the eulysite or with the synclinal folding at the respective points of observation. For example, there is seen at locality J—36 a gneiss-inclusion, which I have still further exposed by means of blasting, the stratification and schistosity of which, *in situ*, is at right angles to another gneiss-inclusion at point J—39 in the immediate neighbourhood.

The gneiss gives the impression of being »soaked through» by the eulysite, and its feldspar and quartz have been consumed in the formation of garnet, and its mica has been turned into grünerite. There is an absence of sharp fracture edges, and the fragments grade, without any sharply defined boundaries, into the surrounding eulysite- or anthophyllite rock. In the centre, the fragments, although to a very great extent altered into garnet-skarn similar to the schistosed para-gneiss in the foot-wall of the eulysite, has most clearly retained its original structure and composition.

The value of the objection I previously made against the theory of an eruptive origin of the eulysite, viz., the uninjured »gneiss-roof» covering the limestone, is lessened by the evidence of the great plasticity of the limestone, which has been made visible by blastings in the big limestone quarry. It is evident how as a result of this plasticity of the underlying limestone, the gneiss-roof, on the intrusion of the eulysite, has bent and curved itself, but has not been exposed to such a stress as would lead to its breaking. In support of this supposition we also have the earlier folded and refolded gneiss layer, visible at »Stora Kalkbrottet» (fig. 53). This folding appears to have chiefly

occurred simultaneously with the formation of the syncline, and has no equivalent above the thinner parts of the bed of limestone, where the latter, by its plastic yielding, has not been able to allow space for secondary foldings. In this connection it should be pointed out that it is at the thickest parts of the limestone bed that the folding of the limestone itself is most intense, as will best be seen by comparing, on Pl. LXVII, the full-drawn profile with the dotted one. The latter indicates the section across the mountain parallel to drillhole N:o 1, cutting the thickest part of the limestone layer.

Another magmatic feature of the eulysite is the marked concentration of the iron ores towards the contacts to the surrounding gneiss. While, for example, the eulysite at »Utsikten», in the Mansjö Mt., is practically ore-free, it carries in the slope close to the great limestone quarry, a rather high percentage of magnetite.

The best evidence of the intrusive character of the eulysite I have found, however, outside the Mansjö Mt., but within the surrounding field.

In this connection, it should, by the way, first be mentioned that, as far as can be judged from the directives given by the compass, the Loberg eulysite appears to cut the strike of the surrounding gneiss obliquely at an angle of about 30°. The swampy condition of the ground, the surface covering and the somewhat inaccessible position have, however, hitherto hindered me from finding absolute proof of this.

At Gymåsberget, south-west of the Woxna Ironworks, on the other hand, I have found what is undoubtedly a dyke-formation of primary eulysite which cuts discordantly through older rocks.

As I previously mentioned (p. 211) there runs along the crest of Gymåsberget an ore bearing series of beds, of well-marked stratification and partly highly schistose habit. I have not, up to the present, been able to determine how far down the slope of the hill east-wards towards the river Woxnan, and westwards in the direction of the Dalecarlian border, this series extends. On a level with the Woxna Ironworks it is, however, cut by the gneiss-granite, and the same thing occurs to the southwards, some kilometres north of the Bollnäs-Orsa railway. All the outcrops which, on the map issued by the Swedish General Staff (Pl. LXV) are shown on the southern slope of the hill, consist of a highly pegmatitic reddish gneiss-granite, enclosing sharp-edged fragments from the older strata-series on the crest of the hill.

In the earth-covered height, which was nowhere exposed, immediately north of the railway at Finsthögst, it is probable, however,

judging from the scattered surface blocks, that the gneiss-granite has entirely or partially been replaced by compact, basic, non-effusive greenstones of undeniable resemblance to some of the Loos eruptives. I have traced these boulders of greenstone southwards all the way to Lenabo,[1] without being able to discover a single exposure of solid rock.

I have discovered the eulysite dyke mentioned, in the immediate neighbourhood of, and probably not more than one hundred metres from, the southern contact between the stratified rocks of the Gymås-berg and the cross-cutting gneiss-granite.

It was discovered when investigating the southernmost mine opening on the Gymås orefield, and varies in breadth from some few millimetres to one centimetre. It seems to have a considerable length as I encountered it again in another mine-opening, one hundred meters farther north. Fig. 34 gives a microphotograph of a thin-section, ground at right angles across the dyke.

The dyke can best be described as a fissure or an intrusive along the bedding-plane between two discordant sequences of layers in the Gymås series. The one sequence (*I* in fig. 34) includes the quartz banded hematite-ore of the Striberg type; the other (*II* in the illustration) grades into a hornblende and chlorite-bearing, quartzitic schist carrying hematite. Close to the contact, the sequence *I* grades into a quartzitic diallage rock, free from fayalite and garnet, but with a high percentage of hornblende and magnetite, while sequence *II* has the habit of a quartzitic leptite, which, towards the contact, becomes richer and richer in fayalite and garnet.

The »dyke formation» itself consists entirely of fayalite, or, in other words, constitutes a pure fayalite-»fels». The fayalite is of the same optical character, and has the same characteristics, as that at Mansjö Mt. and Loberget, but there is an entire absence of twinning-formation.

As will be seen by figs. 34 and 35, the fayalite rock has surrounded itself with a reaction zone of amphibole, evidently consisting of an alkali-poor, but iron-rich and highly pleochroic »common hornblende». In fig. 35 there may be seen how the fayalite rock, at one place, has thrust through the earlier-formed hornblende-layer, and dislocated part of it.

Towards the series *I*, however, the contact is sharp, but with a distinct formation of diallage all the way along the contact, while series *II* has been invaded by the fayalite, simultaneously with the formation of garnet and diallage. In certain instances, purely fayalite dykes, in the shape of apophyses to the main dyke, have pene-

[1] Five kilometers south of Finsthögst.

trated the layers of the series obliquely. Either in consequence of a probable presence of alkali in the stratified rocks, or else because of conditions of temperature and pressure, no rhombic amphibole-formation has taken place in connection with these phenomena, and nothing but common hornblende has been formed. Garnet, quartz and fayalite, therefore, occur in the neighbourhood of each other, just as is sometimes the case in the contacts towards the pegmatite-apophyses of the gneiss-granite of the Mansjö Mt., but without the anthophyllite-transformation which has started in the latter locality.

The fayalite has evidently at Gymåsberget been brought into contact with quartz which has already existed in the solid phase, and at a temperature which was lower than that prevailing when the silica of the Mansjö-pegmatites reacted with the previously solidified fayalite in the last-named locality.

The pressure has been of about the same magnitude in both instances, however, as may be deduced from the similar formation of garnet and from the intrusive power of the fayalite-rock, which corresponds to that of the gneiss-granite pegmatite.

The reaction-zone between the fayalite-intrusion, and the series *II*, altogether assumes in a belt, which is some centimetres broad, the character of the eulysite as defined by Palmgren as a result of the formation of diallage and garnet. The diallage which, compared with the fayalite, is secondary, constitutes a magnesia-poor variety closely allied to hedenbergite, a fact which still further increases the analogy to the eulysite. It is also identical with the diallage-formation at the contact towards the series *I*, which thus also may be secondary.[1]

The garnet is a light-red almandite which, to judge by the colour, is poor in manganese, or altogether devoid of it. It is of the same character as the garnet that has been formed at the pegmatite-contacts in the Mansjö Mt., i. e., either without any crystal faces at all or else with extremely sharp ones, and also without any interpositions, as contrasted with the garnet from Tunaberg and, in part, that from Loberget too — which rounded-off crystals are filled up by interpositions — these crystals being the result of a secondary crystallization produced by stress.

The fayalite rock of Gymåsberget shows, consequently, the perfect transition between that which has hitherto been considered as typical eulysite and the monomineralic fayalite rock which, on a pre-

[1] Cfr. note on page 292.

vious page, when describing the mineral composition of the eulysite, I have given as probably being the original »primary eulysite».

I return, then to the magmatic formation of this primary eulysite, from which latter the other eulysites have developed as a result of secondary metamorphic actions or local chemical additions.

In evidence against the magmatic theory of the genesis of eulysite, PALMGREN has brought forward the absence of vanadium and chromium. Even if it has proved impossible to show the presence of vanadium in the eulysites examined by me, chromium, however, has been found by Dr. SAHLBOM in the eulysite massive in the fold of the syncline of the Mansjö Mt. As it is wanting, however, in the other Hälsingland eulysites, the above-mentioned presence of the chromium cannot be regarded as a decisive factor in the question, especially as experience has shown that chromium-oxide, in the magmatic differentiation, accompanies the magnesia and not the silica, and that, consequently, its presence ought not to be looked for in the eulysite, which is characterized by a certain percentage of silica and a low percentage of magnesia.

As a rule, when the possible existence of an eulysite-magma has been discussed, the starting-point appears to have been its relationship to the peridotites, as indicated by the ferrous olivine existing in the eulysite (cfr. ROSENBUSCH and IDDINGS), and the petrographic character of the peridotites has been allowed to be the decisive factor in considering the eulysites. This is an erroneous method, however, as the primary eulysite can by no means have originated in consequence of normal differentiation of a basic magma, in analogy to the formation of the peridotite, even if we accept as the most probable explanation of the latter, BOWEN's differentiation by crystallization. It is true that, in his paper on the formation of the anorthosites (3. p. 235), in the analogous discussion of the anchimonomineral rocks in general, BOWEN says that »the collection of crystals to give substantially solid masses of nearly pure olivine or pyroxene does not seem out of the question». But by this he means magnesia-olivine, a fact he specially emphasizes by calling attention (3. p. 236) to VOGT's discovery that the richer in olivine a peridotite is, the richer in magnesia will be its olivine. This fact dovetails nicely with BOWEN's crystallization-theory, but does not at all fit in with the eulysites.

At the Mansjö Mt., eulysite has, for the first time, been shown in contact with a normal magnesia-peridotite, which latter, in addition, clearly shows how the magnesia-olivine has been the first to crystallize in complete agreement with BOWEN's theory and the

melting diagram »Forsterite-Silica». This contact, however, is eruptive, and shows undisputably that no kind of series of differentation exists between the two rocks, but that they are separated by a distinct difference in age. But this is not denying, that they can both be derived from the same primary magma.

While the Mansjö harzburgite is most nearly in agreement with the melting-diagram for Mg_2SiO_4 — SiO_2 as determined by ANDERSEN and BOWEN, the eulysite must be referred to the certainly essentially different melting-diagram Fe_2SiO_4 — SiO_2.

As far as I am aware, no investigations have been carried out with regard to this latter diagram, but, with the assistance of the one first mentioned and of VOGT's statistically derived schematic melting-diagram Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 (36. p. 522) and also of DOERINCKEL's melting-diagram MnO — SiO_2 (9. p. 201), it ought to be possible to gain some idea of the main characteristics of the diagram in question.

In the appended fig. 23, I have sketched my supposed melting-diagram FeO — SiO_2, which it is my intention to investigate experimentally, too, in the immediate future. As the melting-point of iron-anthophyllite is unknown, I have employed that determined by STEIN in 1907 for synthetic $FeSiO_3$. The melting-point of fayalite has been given the value found by DOELTER, i. e. 1065° C.[2] From the diagram there may be deduced, that, in analogy with Mn O — Si O_2, I have assumed that the existence may be supposed of a comparatively small difference in temperature between the solidification-point of the fayalite and of the eutectic and that, consequently, between the points A in the diagram (see fig. 23), there exists a chemical composition of the melt with a very low melting-point as compared with that of the peridotitic Mg O — Si O_2 magmas, where the eutectic lies at 1543° C.

The interval A—A also corresponds, however, to the previously found composition of the primary eulysite from Gymåsberg and Loberget and an »eulysite magma» ought, consequently, to be able to exist[1] in a liquid phase simultaneously with a peridotite magma, which by transition into solid form, has already been separated out at a higher temperature.

There does not exist any support, however, either in the records of

[1] The congruent meltingpoint Fe_2SiO_4 thus corresponds to the Gymåsberg fayalite rock: the diagram between that point and the left »A» corresponds to the Gillinge eulysite, and the diagram between the same point and the right »A» to the Tunaberg and Mansjö eulysites, if we take into consideration that the primary $FeSiO_3$ has probably crystallised with the accessory components of the magma into diopside.

[2] The meltingpoint of quartz has been given the value found by FERGUSON and MERWIN, Am. Journ. o. Sc. XLVI.

observation or in the melting-diagram, for a differentiation-process produced by crystallization, which might have led to such a separation. In consequence of its isomorphism with Mg_2SiO_4, the Fe_2SiO_4 must, instead, have accompanied the former at the crystallization of the first olivine, and according to VOGT's statistical investigations, the proportion FeO:MgO must, with slight variations, have become constant, both in the crystals developed and in the residual solutions.

The anchi-monomineralic ferro-silicate formation must, therefore, in this instance have arisen in some other way than by a differentiation through crystallization, and thus the only imaginable kind of genesis that remains is a pegmatitic differentiation, i. e., a pneumatolytic distillation of the ferro-silicate or, in other words, t h e e u l y s i t e m u s t b e c o n s i d e r e d a s c o n s i s t i n g o f p e g m a t i t i c h y d a t o g e n e o u s a n d h a l o g e n e o u s r e s i d u a l s o l u t i o n s o f b a s i c m a g m a s.

The first thing to be done, then, is to elucidate the cause of the absence of alkalis, alumina and magnesia from these residual solutions. Viewed schematically, we can eliminate the latter on the ground of the lower melting-point of the purely ferrosilicate-eutectic, already discussed, and we can therefore imagine that, as a result of normal differentiation, the main part of the magnesia must already have been removed through solidification in differentiated basic rocks (peridotites, gabbros).

In the pegmatitic residual solutions, consequently, we shall chiefly find, in addition to mineralizers and water, acidic alumina silicates and alkalis. In the same degree, however, that the pressure increases in the residual solutions as a result of the concentration — simultaneously with a decrease in the temperature — of the gas-phases, the alumina-silicates and the alkalis will be compelled, by giving off H_2O, to assume a solid phase, in accordance with the equilibrium-formula (cfr. NIGGLI, 22. p. 112):

$$Na_2Al_2O_4 \cdot 2SiO_2 + 2H_2O \rightleftarrows H_2Al_2O_4 \cdot 2SiO_2 + 2(NaOH) \quad \ldots\ldots \quad (I)$$

the course of which, consequently, moves in the direction of the upper arrow towards the left.

The alkalis bound by the halogens react, simultaneously with increasing pressure, in combination with the released H_2O, forming hydrochloric acid and alkali-hydroxide.

$$NaCl + H_2O \rightleftarrows HCl + NaOH \quad \ldots\ldots\ldots \quad (II)$$

The hydrochloric acid attacks — still under rising pressure — the FeO in the residual solution, forming Fe Cl_2:

$$2HCl + FeO \rightleftarrows FeCl_2 + H_2O \quad \ldots\ldots\ldots \quad (III)$$

The course of the reaction, consequently, under rising pressure, follows in all the equations the direction of the upper arrow.

If, in this residual solution, there also exists an excess of silica — probably in the form of H_2SiO_3 — we then have the conditions necessary for the formation of a hydatogeneous eulysite-magma, for, in consequence of the falling temperature, the pressure is increased as a result of the release of the gas-phase, while, simultaneously, the intrusive-capacity of the residual solution increases.

If this residual solution is then forced into zones of weak resistance of the surrouding-rocks, such as the Mansjö syncline — the pressure will then be suddenly essentially lowered, and a rapid aggregatic-crystallization will take place, under liberation of HCl-gas, thus:

$$\left.\begin{array}{l} 2FeCl_2 + H_2O + H_2SiO_3 \longrightarrow Fe_2SiO_4 + 4HCl \\ FeCl_2 + H_2SiO_3 \longrightarrow FeSiO_3 + 2HCl \end{array}\right\} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (IV)$$

The proportion — »orthosilicate: metasilicate» will, in any case, depend on the concentrations of the primary phases forming part of the process, but, in consequence of the probable excess of H_2O in the pegmatitic residual solution, it will, in all likelihood, preponderate towards fayalite-silicate.

If the decrease of pressure takes place successively during the process of intrusion, we can also imagine a partial reversible formation of ore, in accordance with reaction III. If this be written according to NIGGLI, introducing trivalent iron:

$$FeCl_2 + 2FeCl_3 + 4H_2O \rightleftarrows 8HCl + Fe_3O_4 \quad \ldots\ldots\ldots \quad (III\,a)$$

then, with decreasing pressure, magnetite will be recrystallized, which reaction might possibly explain the magnetite formation observed by LACROIX at Collobrières, which formation, in such a case, would have been primary, as would, too, the magnetite at Gillinge.

After the trivalent iron has been consumed in the formation of ore, such a recrystallization of magnetite, consequently, should theoretically be supposed to cease. It seems probable to me that this forms the natural explanation of the previously mentioned ore-concentration towards the eulysite-contact in the Mansjö Mt. i. e. towards the first consolidation-surface.[1]

The conception of the eulysite as being a halogeneous pegmatitic residual solution agrees extremely well with the observations made in the field, both at Tunaberg and at the Mansjö Mt. The »soaking through» of the fragments with eulysite obtains thereby its natural

[1] Another explanation may also be given by the primary composition of the pegmatitic magma corresponding to a position in the diagram to the left of »Fe_2SiO_4».

explanation, as does, too, the reason why the fayalite-magma at Gymåsberget, at its contact towards the quartz, has formed diallage and garnet and not iron-anthophyllite. In the field last-mentioned, the temperature of the fayalite-magma has evidently been extremely low in consequence of its purely fayalitic composition, while a glance at the roughly outlined melting-digram (fig. 23) shows that an essentially higher temperature has been demanded for the formation of the ferro-metasilicate.

On the other hand, for that isomorphus mixture of silicates which may be considered as constituting the diallage and the garnet, DOELTER (1903) has determined the melting points to be 1140° C. and 1160° C. respectively, i. e., values in the neighbourhood of the melting-point of fayalite.[1] In this connection we must not neglect to observe that all these temperature-comparisons are made on the basis of values determined at atmospheric pressure and under the supposition that the melting-temperatures of the various silicates, even at higher pressures, retain, in the main, their mutual relativity.

We find, too, another support for the pegmatitic character of the eulysite in the scapolitic formations along its contacts in the Mansjö Mt., both in the gneiss as well as in the limestone, in those instances when the gneiss layer has been very thin. This scapolitic formation will be described in greater detail under the heading of »The skarn-formation at the contacts between the limestone and the crystalline schists (p. 340)».

But at Tunaberg, too, there occurs the same scapolitization of the pyroxenitic skarn-zone between the limestone and the gneiss-layer separating the eulysite from the former. PALMGREN has evidently not observed the mineral, probably in consequence of insufficient exposures at the time of his investigations. In the new blastings carried out during the course of the late war for the purpose of employing the eulysite as manganese-ore, I have, however, discovered scapolite in the easternmost quarry then made, at Stora Uttervikshage, and Professor QUENSEL has given me specimens taken by him, on the occasion of our common visit, not far from Strömshult, i. e., considerably farther to the west, and which also contain scapolite.

All these scapolites being chlor-scapolites, the most natural explanation is, that their formation must be due to the HCl which must have been released on the solidification of the eulysite and which would, most naturally, have been assimilated by the nearest rocks in the neighbourhood.

[1] The diallage may thus have been formed already in the *status nascenti* of the eulysite by the combination of $FeSiO_3$ with the residuums of the magnesia and lime.

According to the hypothesis of LEITH and HARDER no reaction between Fe Cl_2 and H_2O takes place unless the hydrochloric acid be neutralized by a neighbouring limestone.

In this case it seems to me as if the plagioclase of the gneiss has acted as an absorption appartus of the HCl, as well as the limestone, and as if the limestone thus may be substituted by any kind of rock, able to neutralize the acid — either by scapolitization or otherwise.

If the said hypothesis holds good, it may thus also explain why the eulysite-rocks are found in the vicinity of limestone-beds and sedimentary schists possessing a great chemical as well as physical capacity to absorb gases.

The necessary conditions, then, for the formation of an eulysite-rock are the concentration of a halogeneous pegmatitic residual-solution in an iron-rich basic residual-magma, from out of which the main portion of the magnesia has been differentiated in one form or another at some earlier period.

As these conditions — although they are fully probable — can in all likelihood only exceptionally be found in combination, we find in this fact an explanation of the rarity of the eulysite occurrences. Another factor contributing to this scarcity is the complete alteration of the fayalite into »skarn», as a result of contact and regional metamorphism, which may account for the obliteration of many eulysite-deposits.

During the course of the development of my theory on the formation of the eulysite, I have treated them as pure ferro-silicate rocks. The undoubtedly primary occurrence of small quantities of diallage and hornblende present in them can, however, be considered without further discussion partly as altered remainders of the intruded gneissous rocks and partly as primary remains of alumina, magnesia, lime and alkalis that have been left in the residual-magma, or carried by the halogens. Like the manganese and garnet, they are negligible as regards the formation-theory, as I have shown by the comparison between the increasingly metamorphic, but fully continuous observation-series which extend from the primary hydatogeneous-magmatic rocks to the crystalline schists:

»Gymåsberg fayalite rocks» — »Loberg eulysite» — »Mansjö Mt. eulysite» — »Gillinge eulysite» — »Tunaberg eulysite».

The Mansjö Iron-ore.

The unimportant enrichment of magnetite at the eulysite-contacts has led, at the Mansjö Mt., to resultless mining in the so-called »Stollen» (Gallery), north-west of the limestone quarries.

But, in addition, several smaller claims have been opened on the slope of the mountain in those fragments of the eulysite that have been torn away from the south-western limb of the syncline by the large, rending dyke of gneiss-granite.

The original eulysite here is completely transformed into skarn, but, in the waste rock-dump, there can still be found here and there some rock-specimens containing remaining traces of fayalite. In certain parts of the skarn, there is observed a slight magnetite concentration which, apparently, is analogous to the earlier, normal occurrences from the contacts towards the surrounding rock, or may be a secondary addition from the granite-magma.

In addition to this, however, there is found a considerable secondary hematite-ore enrichment which is of special interest. An analysis of this ore, made by me, will be found in table I, below. For the sake of comparison there is appended a determination by SANTESSON (4) of ore from the same locality.

	I (ECKERMANN; anal.)	II (SANTESSON; anal.)
SiO_2	44.99	45.2
Al_2O_3	1.01	1.3
Fe_2O_3	48.16	50.9
FeO	3.50	—
MnO	0.80	1.2
CaO	0.40	0.5
MgO	1.22	0.8
S	0.08	tr.
P	tr.	tr.
	100.16 %	99.9 %

The low alumina-, magnesia- and lime percentages in both analyses point to the eulysitic origin.

The hematite occurs in a skarn consisting of talc, serpentine and chlorite, which has evidently been formed by metasomatic interchange between the eulysite and the surrounding gneiss-granite. The hematite-crystals, viz., appear as a rule, in the shape of crystal-skeletons, enclosed within pseudomorphs of talc-chlorite after amphibole-prisms (anthophyllite and grünerite) while, sometimes the hematite appears in grains, in which case the ore-enrichment may possibly be partly derived by secondary addition of ferric iron from the granite. I have not found any acceptable evidence supporting the latter hypothesis, however. The serpentine ground-mass is intergrown by faintly undulous, secondary quartz-grains lacking crystal-bounda-

ries. The quartz-grains enclose numerous minute cavities filled with gas; as a rule, without libellæ. I have also encountered some few rounded crystals of zoisite.

This hematite-skarn, therefore, constitutes the extreme observed phase in the alteration of the primary eulysite.

A Summary of the Chemical Reactions leading to the Alteration Products of the Primary Eulysite.

Finally, in connection with what has been said above, it may be of interest to give a chronological view of the chemical reactions in accordance with which these transformations of the original primary eulysite (ferro-silicate-rock) may be supposed to have taken place, giving, at the same time, the corresponding rock-types:

The Fayalite Rock in the Gymåsberg:

$$6FeCl_2 + 3SiO_2 + 6H_2O = \underset{\text{Fayalite}}{3Fe_2SiO_4} + 12HCl$$

The Anthophyllite Rock in the Mansjö Mt.:

$$\underset{\text{Fayalite}}{3Fe_2SiO_4} + \underset{\text{Quartz}}{3SiO_2} = \underset{\text{Iron-anthophyllite}}{3Fe_2Si_2O_6}$$

The Grünerite Rock at the Granite-Contact; Mansjö Mt.:

The biotite of the granite is metasomatically decomposed as follows:

$$\underset{\text{Biotite}}{2\{[Al(SiO_4)_3]\ Al_2KH_2 \cdot [Mg(SiO_4)_3]\ Mg_5\}} = \underset{\text{Muscovite}}{2\{[Al(SiO_4)_3]\ Al_2KH_2\}} + 2Mg_5\ [Mg(SiO_4)_3]$$

The muscovite-molecule is, in part, still further decomposed as follows:

$$\underset{\text{Muscovite}}{2\ \{[Al(SiO_4)_3]\ Al_2KH_2\}} = \underset{\text{Quartz}}{6SiO_2} + 3Al_2O_3 + 2H_2O + K_2O$$

The olivine-molecule reacts with the iron-anthophyllite and the quartz which is released on the decomposition of the muscovite-molecule, thereby forming grünerite:

$$2Mg_5\ [Mg(SiO_4)_3] + \underset{\text{Iron-anthophyllite}}{6Fe_2Si_2O_6} + \underset{\text{Quartz}}{6SiO_2} = \underset{\text{Grünerite}}{12(FeSiO_3 \cdot MgSiO_3)}$$

The decomposition of the biotite gives rise to the constantly aplitic border facies of the granite towards the grünerite-rock.

As all the quartz released on the decomposition of the muscovite is thus consumed, the explanation is thereby obtained of the relative freedom of the grünerite rock from quartz.

The Garnet Rock in the Eulysite-Contact:

The alumina released on the decomposition of the muscovite-molecule combines with the diopside of the eulysite to form garnet:

$$\underset{\text{Diopside}}{3(CaFeMg)SiO_3} + Al_2O_3 = \underset{\text{Garnet}}{(CaFeMg)_3\,Al_2(SiO_4)_3}$$

The Hematite-Talc-Serpentine skarn of the Mansjö Iron-mine:

The fayalite of the eulysite is first transformed (as above) to iron-anthophyllite, and then to grünerite as a result of the decomposition of the diopside:

$$\underset{\text{Diopside}}{2(Ca, Mg)SiO_3} = CaSiO_3 + MgSiO_3$$

The free enstatite-molecule combines with the iron-anthophyllite to form grünerite:

$$MgSiO_3 + \underset{\text{Anthophyllite}}{FeSiO_3} = \underset{\text{Grünerite}}{MgFe(SiO_3)_2}$$

A decomposition takes place similarly of the garnet previously formed:

$$Ca_3Al_2Si_3O_{12} \cdot Mg_3Al_2Si_3O_{12} \cdot Fe_3Al_2Si_3O_{12} = 3Al_2O_3 + \underset{\text{Grünerite}}{3(FeSiO_3 \cdot MgSiO_3)} + 3CaSiO_3$$

The grünerite thereupon combines partly with the carbonic acid, water and the alumina which have been decomposed out of the muscovite and garnet to form chlorite, quartz and hematite, and also, with the carbonic acid and water alone, to form talc, quartz and hematite. The reactions may be supposed to be as follows:

$$\underset{\text{Grünerite}}{10(FeSiO_3 \cdot MgSiO_3)} + Al_2O_3 + 8H_2O + 8CO_2 = 2\,\{[SiO_6 \cdot SiO_2]\ H_2Mg_3O\,H_2\} \cdot \{[SiO_6]$$

$$\underset{\text{Chlorite}}{Al_2Mg \cdot Mg(OH)_2 \cdot OH_2\}} + \underset{\text{Hematite}}{5Fe_2O_3} + \underset{\text{Quartz}}{14SiO_2} + 8CO$$

$$\underset{\text{Grünerite}}{6(FeSiO_3 \cdot MgSiO_3)} + 2H_2O + 3CO_2 = \underset{\text{Talc}}{2\,[(SiO_6 \cdot 3SiO_2)\,Mg_3H_2]} + \underset{\text{Quartz}}{4SiO_2} + \underset{\text{Hematite}}{3Fe_2O_3} + 3CO$$

The carbonic acid must exist in the magma as, in accordance with reactions shown later on, in the description of the pegmatite dykes, it is released at the contact towards the limestone in greater quantities than can be bound by the scapolite formation there, and this apart from the assumption that the magma may primarily contain carbonic acid.

The transformation of the grünerite into a »hematite-like» product was observed already by PALMGREN at the Tunaberg field, and the

observations I have made in the thin sections from such hematitized grünerite, taken by me in Stora Uttervikshage, near Strömvik, show a perfect agreement with the course of the transformation process in the Mansjö-grünerite.

The wollastonite-molecule which is released on the decomposition, both of the diopside and of the almandite, combines with the alumina released from the almandite or decomposing muscovite, and with water and quartz, as follows:

$$4CaSiO_3 + 3Al_2O_3 + 2SiO_2 + H_2O = 2\{Al_3Ca_2OH[SiO_4]_3\}$$

Quartz Zoisite

But, in addition to this, the enstatite-molecule can also be imagined as being altered into serpentine, thus:

$$3MgSiO_3 + 2H_2O = Mg_3H_2 \cdot OH_2 \cdot [SiO_6 \cdot SiO_2] + SiO_2$$

Serpentine Quartz

The final products, therefore, of the decomposition of the eulysite can, in full agreement with the mineral-associations actually observed as existing, be as follows:

Serpentine-Talc-Chlorite-Hematite-Quartz-Carbonic Oxide.

The last-mentioned, the CO-gas, must be presupposed as being carried off, to prevent the reactions from running reversibly. The more natural course would be to suppose the carrying off of water simultaneously with the formation of FeO. This, however, would be in conflict with the result actually observed beneath the microscope, as was shown in the previous chapter.

There exists, however, a peculiar case of Fe_2O_3-formation in carnallite, simultaneously with the release of hydrogen, which is described by JOHNSEN in »Zentralbl. f. Min. 1912», and also by BOEKE in »N. J. f. Min., 1911».

The course of the reaction in that instance probably runs as follows:

$$2FeCl_2 + 3H_2O = Fe_2O_3 + 2HCl + H$$

To a certain degree, this course of reaction is analogous to the one I have myself described. If in my transformation-reaction for the grünerite, given above, H_2 is substituted for CO_2, free hydrogen too will be obtained as a product of reaction. It seems to me, therefore, as if the acids, H_2CO_3 and $H_2Si\ O_3$, at the temperatures and pressures which obtain here, may be supposed to correspond to the strength of HCl at the lower temperatures and pressures of the carnallite.

The Amphibolites of Magmatic-hydatogeneous Origin, rich in Pyrite.

In the foot-wall of the limestone stratum there occurs a layer of highly pyritic amphibolite, which appears to concordantly accompany the schistosity of the migmatitized gneiss, but which has been exposed to such a small extent that it has proved impossible to follow its tectonic details. Below the limestone quarry, its outcrop is for the most part covered by the waste-rock dump from the quarry. My best opportunities of observing it have, therefore, been given by the cores from the drill holes. In these the amphibolite is found more or less free from feldspar.

Professor PETRÉN has carried out the following analysis of the highly pyritic and quartzitic, but feldspar-free parts of the amphibolite, by means of which, with the aid of thin-sections of the test sample, I have determined the mode:

		Mol. %
SiO_2	64.77 %	107.95
Al_2O_3	2.85 %	2.79
FeO	23.15 %	32.15
MnO	0.21 %	0.30
CaO	1.22 %	2.18
MgO	4.12 %	10.30
S	6.04 %	18.88
K_2O	tr.	
Na_2O	0.00 %	
	102.36 %	
−O=S	1.51 %	
	100.85 %	

Mode		Size of grains mm
Quartz	47.0 %	1/2—3
Hornblende	38.3 %	1/2—3
Pyrrhotite	10.5 %	1/2—2
Pyrite	4.2 %	1/2—1
	100.0 %	

The hornblende is of a beautiful bluish-green, which is surprising when the low percentage of lime (3.2 %) is noted, together with the total absence of sodium, as proved by the analysis. The crystals are idiomorphic, but are often poikilitically intergrown with quartz. The absorption is:

$$\alpha = \text{dark bluish-green} > \beta = \text{dark yellowish-green} > \gamma = \text{yellowish-green}$$

It has been impossible to carry out any determinations of the angle of the optic axis or of the birefringence, in consequence of the strong own-colour of the mineral.

Extinction $c:\gamma = 16°$; optic character negative.

The mineral is evidently a common hornblende.

There can be observed an incipient transformation into grünerite.

The quartz is faintly undulous, clear and but very slightly pigmented by gas inclusions.

The crystals are allotriomorphic, and evidently form the last crystallization-residue. The quartz, however, does not constitute a normal component of the amphibolite which, to a great extent, is free from quartz and consists only of ores and hornblende.

The pyrite occurs in small, idiomorphic- and sharply bounded grains, which can be observed within all the other minerals too. The pyrite evidently constitutes the mineral that was earliest crystallized.

The pyrrhotite is not idiomorphic, but can be observed in irregular grains, chiefly grouped around the hornblende which it appears to have corroded (fig. 36). It has, therefore, been crystallized later than the hornblende, and has possibly solidified almost at the same time as the quartz.

Apatite, orthite, and zircon are found in small grains, which are often rather numerous. The zircon is surrounded by very sharply defined pleochroic haloes.

One thing of especial interest is the complete transformation of the rock in certain places, such as at localities K—25 and D—11, into grünerite-fels. This alteration has not been occasioned by any dynamic metamorphic action, for there exists no sign of pressure-schistosity, either in the grünerite rock or in the pyritic amphibolite. The transition appears to occur mainly in the quartz-free parts of the amphibolite, and the optical characteristics of the grünerite are perfectly coincident with those of the grünerite produced by the contact-metamorphism of the eulysite. Remains (centric flakes) of the green hornblende can be observed within the grünerite crystals, and the pyrrhotite retains its character of corroding matrix between the amphiboles. The alteration of the hornblende into grünerite is perfectly similar to the one observed within the eulysite, and illustrated by fig. 29.

I have analyzed this grünerite rock and obtained the result quoted below in table I. The alkalis were not determined but cannot amount to more than very small quantities. Under II, below, I have repeated, for the sake of comparison, Dr. Sahlbom's analysis of eulysite rich in iron-anthophyllite.

	I	I a	I b		II	III
SiO_2	33.25 %	55.42	Grünerite and Hornblende	72.5 %	44.48 %	49.70 %
Al_2O_3	2.60 %	2.55			0.44 %	1.35 %
FeO	47.18 %	65.52	Pyrrhotite and Pyrite	27.2 %	48.17 %	Fe_2O_3 3.10 % FeO 37.10 %
MnO	0.26 %	0.37			0.54 %	0.93 %
CaO	1.46 %	2.61	Orthite, Apatite; Zircon	0.3 %	1.29 %	0.68 %
MgO	5.80 %	14.50			4.00 %	5.72 %
K_2O	—	—			0.07 %	—
Na_2O	—	—			0.09 %	tr.
S	10.96 %	34.20			0.77 %	—
P_2O_5	—	—			0.47 %	0.12 %
H_2O	0.56 %	—			0.47 %	0.40 %
	102.07 %				100.79 %	99.10 %
−O = S	2.74 %				0.30 %	
	99.33 %				100.49 %	

I. Pyritic grünerite rock from the amphibolite; locality K — 25 Mansjö Mt Anal. H. v. ECKERMANN.

I a. Molecular proportions of I.

I b. Mode of I.

II. Iron-anthophyllite-bearing eulysite, Mansjö Mt. Anal. N. SAHLBOM.

III. Grünerite-shale from the Marquette-district, Michigan, U. S. A. (ROSENBUSCH)

There appears to me to exist a pronounced analogy between the pyritic grünerite-amphibolite and the anthophyllite-bearing eulysite. For one thing, their microstructure is in agreement, and, in addition, the chemical composition shows that the percentages of iron, manganese, lime and magnesia are about the same. The alumina-percentage, it is true, is somewhat greater in the grünerite rock, but this may be the result of an assimilation of alumina from the surrounding migmatitized gneiss which is extremely rich in alumina.

Just as in the eulysite-skarn the quartz is a secondary addition, so here, too, it can be shown that the pyritic amphibolite rich in quartz is cut by the apophyses of the gneiss-granite, or the latter are intruded along the contacts. The gneiss-granite is, consequently, of younger formation and has supplied the amphibolite with the quartz. Dr. PETRÉN's analysis, given above, refers to such an amphibolite (p. 298).

As has been previously shown, the eulysite-rocks have not taken part in the folding of the syncline and, in the same way, the am-

phibolite and its grüneritic facies have been left unaffected by the great folding of the surrounding gneiss and must, consequently, be supposed to have cut through the latter, i. e., to be intrusive, in the line of strike of the gneiss.

If we suppose the sulphur to be removed from the rock, there would thereby be caused a deficit of SiO_2 and there would exist the chemical composition necessary for the formation of a fayalite-peridotite fully corresponding to the eulysite.

As its microstructure shows, the pyrrhotite has undoubtedly been fluid. In addition, the rock has been rich in mineralizers, if we may judge by the apatite, zircon and orthite.

It appears to me, therefore, as if the genesis of the rock should be placed in connection with that of the eulysite, and as if the pyritic amphibolite and its grüneritic facies, in analogy with the eulysite, constitute a pegmatitic hydatogeneous residual solution rich in sulphur, which latter, by combining with the FeO, has prevented the formation of orthosilicate.

Whether the hornblende is a primary constituent or has secondarily recrystallized from some other hornblende or a pyroxene, cannot be decided, but the alumina-percentage, assimilated simultaneously with the injection into the gneiss, together with the high amount of water, have probably given rise to conditions favouring the formation of a hornblende. In this connection, I should like to call attention to the extremely close microscopic agreement between that green hornblende which has not been altered into grünerite, and those irregular hornblende-flakes observed in the eulysite, both at Mansjö Mt. and at Tunaberg.

The Crystalline Schists.

The Intrusive Amphibolites.

If we trace the amphibolite, which is folded concordantly within the syncline, eastwards from the first outcrop in the north-western part of Mansjö Mt. to the bend of the syncline, it is seen to be the whole way characterized by the same dark-green colour, an evenly divided content of fine-grained pyrite and a sharply marked schistosity. At locality D—34—37 south-east of the »Kolarkoja» (charcoal-burners' hut) it is, in addition, sharply foliated (fig. 38) and covered by a faint reddish-yellow weathering surface. The folding is co-ordinate with that of the gneiss, and is evidently contemporaneous with the latter.

The following analysis N:o I has been carried out by Dr. SAHLBOM:

	I	I a	II	III	IV
SiO_2	50.32 %	83.87	52.80 %	46.43 %	50.99 %
TiO_2	1.00 %	1.25	0.45 %	1.04 %	0.65 %
P_2O_5	0.28 %	0.20	— %	0.22 %	— %
Al_2O_3	10.00 %	9.80	11.25 %	13.62 %	15.18 %
Fe_2O_3	1.56 %	0.97	2.83 %	1.16 %	1.87 %
FeO	13.50 %	18.75	9.78 %	9.08 %	8.09 %
MnO	0.13 %	0.18	— %	— %	0.18 %
CaO	6.04 %	10.79	7.08 %	8.60 %	8.60 %
MgO	12.70 %	31.75	10.12 %	15.15 %	10.00 %
K_2O	0.30 %	0.32	0.92 %	0.84 %	0.33 %
Na_2O	0.87 %	1.40	2.60 %	1.88 %	2.67 %
S	1.11 %	3.46	— %	SO_3 0.17 %	0.08 %
CO_2	0.00 %	—	— %	— %	Cr_2O_3 0.08 %
H_2O −	0.14 %	0.78	0.11 %	— %	0.10 %
H_2O +	2.86 %	15.89	2.11 %	2.36 %	0.95 %
	100.81 %		100.05 %	100.55 %	99.77 %
− 0 = S	0.42 %				
	100.39 %				
Sp. wt.	3,01 (Eckermann)		3.98	3.041	—

I. Amphibolite, locality D — 35, Mansjö Mt. Anal. N. Sahlbom.

I a. Molecular proportions of I.

II. Albite-amphibolite, Sasso rosso, Airolo, Tessin (Grubenmann).

III. Bronzite-bearing olivine-gabbro, Molkenhaus, Harzburg. (Rosenbusch).

VI. Intrusive cummingtonite-amphibolite, Orijärvi Lake; Finland. Anal. P. Eskola.

Osann's system gives:

s = 53.2	A = 1.1	a = 1.0	k = 1.04	T = 0
	C = 5.0	c = 3.5	n = 8.28	M = 1.9
	F = 34.6	f = 25.5		

and refers the amphibolite to Type 77 Emerald Mine. Type-formula:

$$(s_{50}\ a_2\ c_{3\cdot5} f_{24\cdot5})$$

According to Grubenman, the rock is placed under Group IV, second Order »Meso-amphibolites».

In the quantitative system it belongs to Class III, Order 4, Rang 4, in accordance with the following Norm:

Norm %			Mode %		Average size of Crystals *mm*
Quartz	5.34	Σ Sal. 36.87	Amphibole and Ilmenite	93.0	0.5 (max. 1.0)
Orthoclase	1.67		Plagioclase $Ab_{35}An_{65}$	4.2	0.3
Albite	7.34		Pyrite	2.1	0.1
Anorthite	22.52		Apatite	0.7	0.05
Diopside	4.41	Σ Fem. 60.48		100.0	
Hypersthene . . .	49.14				
Ilmenite	1.98				
Magnetite	2.32				
Pyrite	1.98				
Apatite	0.65				
H_2O		3.00			
		100.35			

The mode has been calculated from the analyses, after determining the composition and amount of the plagioclase beneath the microscope.

In addition to the minerals given above under the mode, there also occurs biotite in the most highly schistose facies of the amphibolites, especially in the neighbourhood of locality D—35.

The characteristics of the mineral are as follows:

The A m p h i b o l e is a faint greenish-yellow, almost colourless in thin-sections of 0.02 *mm* thickness, and very faintly pleochroic with

$$\alpha = \text{light brownish-greenish-yellow} > \beta = \gamma = \text{faint greenish-yellow.}$$

The dispersion is weak, with $\varrho > v$. The mineral is sometimes altogether colourless at the edges; and there are found occasionally, in the centre of the crystals, small, irregular, sharply bounded remains of a darker hornblende.

The following optical values were determined:

Mansjö (ECKERMANN)	*Orijärvi* (ESKOLA)
$2V_{Na}(Obs) = (-)\,79°58'$	$2V(Obs) > (+)\,80°$
$2V_{Na}(Cal) = (-)\,80°42'$	—
$(\gamma - \beta)_{Na}(Obs) = 0.0109$	—
$(\beta - \alpha)_{Na}(Cal) = 0.0151$	—

Mansjö (ECKERMANN)	*Orijärvi* (ESKOLA)
$(\gamma - \alpha)_{Na}$(Obs.) = 0.0260	$(\gamma - \alpha)$ (Obs.) = 0.026
α_{Na}(Cal.) = 1.6259	—
β_{Na}(Obs.) = 1.641(0)	β_{Na}(Obs.) = 1.642
γ_{Na}(Cal.) = 1.6519	—
$c : \gamma = 13.8°$	$c : \gamma = 20°$
Sp. wt. = 3.055	Sp. wt. = 3.093

The mineral is negative, as opposed to the cummingtonite from Orijärvi quoted above, which, according to ESKOLA, is positive; it is, however, in agreement with the latter mineral in respect to birefringence, the size of the angle of the optic axis and refraction. The extinction along (010) is lower, however.

If the values I have determined be compared with those given by A. WINCHELL for cummingtonite, perfect agreement will be found with regard to the negative character of the mineral, as well as with respect to the extinction. I do not hesitate, therefore, to classify the mineral as a cummingtonite.

If we include in the cummingtonite the remains of the hornblende, and of the ilmenite which is enclosed in the cummingtonite in the shape of small, and often sharply limited crystals, we obtain, by calculation, from the rock-analyses, and under the presuppositions that the mean composition of the plagioclase is Ab_{35} An_{65} and that all the sulphur is combined as pyrite, the following composition given under I:

	I	II
SiO_2	51.7 %	49.58 %
TiO_2	1.1 »	0.56 »
Al_2O_3	9.3 »	8.10 »
Fe_2O_3	1.6 »	3.35 »
FeO	13.0 »	12.32 »
MnO	0.1 »	0.31 »
MgO	13.6 »	15.41 »
CaO	5.5 »	7.99 »
Na_2O	0.8 »	0.91 »
K_2O	0.3 »	0.11 »
H_2O	3.0 »	1.12 »
	100.0 %	99.76 %

For the sake of comparison I have given, under II, ESKOLA's analysis of the »cummingtonite-hornblende» from the cummingtonite-

amphibolites of the Orijärvi-field, from which may be deduced that a chemical agreement prevails between the minerals of the two rocks, in spite of the difference in the optic properties.

The plagioclase is, partly, somewhat zonally built with, as a rule, more sodic kernel than shell; partly, it is uniform. The composition, however, is not constant, but varies between Ab_{40} to Ab_{30}. The lamellar twinning according to the albite law occurs but rarely and is always rectilinear.

The biotite is a lepidomelan, with the absorption-scheme:

α = faint yellow $< \beta$ = walnut-brown $< \gamma$ = dark chestnut-brown

It surrounds the amphibole, or is sometimes embedded in the latter, from which mineral it seems to have been derived as a secondary formation. There exist no zircon enclosures or pleochroic haloes.

The ores, which appear to consist chiefly of pyrite, occur between the amphibole-crystals, having as a rule, the shape of longitudinal, irregular grains, without crystal limits, and flattened parallel to the plane of schistosity. It looks as if the pyrite had crystallized before the hornblende and had been squeezed out by the pressure, without having been recrystallized.

The apatite chiefly intersects the hornblende and the biotite as very small crystals, and is met with but rarely outside these minerals.

The structure of the rock is distinctly schistose through recrystallization; the plane of schistosity being marked by the hornblende and the biotite.

As the minerals — both the amphibolite and the feldspar, although possibly with the exception of the pyrite — do not present any cataclastic structure, the primary constituents of the rock must have been completely recrystallized. I have been unable to discover any types of the amphibolite which point to porphyritic- or tuffitic primary structure. But, on the other hand, the amphibolites, as will be shown below, are surrounded by marked reaction-rims towards the more acidic rocks. In consequence, I consider that the Mansjö Mt. cummingtonite-amphibolites should be regarded as intrusive sills in the crystalline-schists.

This supposition is supported by a striking chemical analogy to the Orijärvi-amphibolite (11 p. 113) which, like the Mansjö Mt. rock, is distinguished by the high percentage of (Fe, Mg)O in proportion to the CaO. In the Mansjö Mt. this feature has been further accentuated by the higher percentage of cummingtonite and the almost anchi-monomineralic composition. The increase of the horn-

blende and the decrease of the cummingtonite towards the centre-parts of the amphibolite sills are in agreement in both instances.

I consider it probable, therefore, that the rock has originally consisted of a gabbroid magma, unusually rich in magnesia. Although such magmas are rare, the analysis, given under III above, of the olivine-gabbro from Molkenhaus, shows their existence.

In the neighbourhood of the apophyses of the gneiss-granite, the amphibolite appears to have partly been still further altered, the feldspar having been completely turned into small scales of sericite, simultaneously with the formation of zoisite, while the cummingtonite retains its fresh appearance.

The Garnetiferous Skarn-Rocks.

As already mentioned, the amphibolite is surrounded by skarn-rocks which have been specially marked on the petrological map. If, by means of thin-sections, the mineral composition of the amphibolite is traced in the direction of this skarn, it is seen how the last remains of the hornblende are bleached more and more, simultaneously with a diminution of the amount of the amphibole and an increase in the acidity of the feldspar, which mineral at last disappears, and, finally, an increase in the proportion of the quartz. At the same time, the biotite partly replaces the cummingtonite-amphibole, this latter being transformed into grünerite. When the hornblende comes to an end, the garnet makes its appearance; first sparsely, then in increasing quantity, until the entire rock is mainly built up of garnet, grünerite and quartz, together with a subordinate amount of brown or green biotite. In the immediate vicinity of the gneiss, the grünerite, too, disappears, and only the garnet, quartz and biotite remain (fig. 41).

In the field-rock this garnet-skarn is of a beautiful pale red, and sometimes gives the impression of being quite dense and homogeneous — a veritable garnet-rock recalling the kinsingites, although normally it is marked by the absence of the graphite which is a constant accessory of these last-mentioned rocks.

In certain instances, this garnet-rock is bewilderingly like that which makes its appearance in the contacts between the eulysite and the paragneiss close to the limestone, but, genetically, it is of an altogether different age, having been formed before the folding of the sedimentary series of the syncline (figs. 42; 43), and not at a later stage as a result of the contact-metamorphism of the gneiss-granite or, eventually, the eulysite.

Professor PETRÉN has analyzed a specimen taken from the plagioclase- and graphite-free, grünerite-bearing skarn. The results are given here:

	%	Mol. %	Norm %			Mode		Average size of crystals *mm*
SiO_2	53.70	89.50	Quartz	19.62	Σ Sal. 38.86	Quartz	22.5	0.3
TiO_2	0.40	0.50	Orthoclase	3.89		Garnet	41.8	0.3
Al_2O_3	10.56	10.35	Anorthite	8.62		Amphibole	25.9	0.3
Fe_2O_3	0.00	—	Corundum	6.73		Biotite	7.4	0.2
FeO	27.51	38.21	Hypersthene	58.63	Σ Fem. 60.38	Ores	2.4	0.1
MnO	0.98	1.38	Ilmenite	.0.76			100.0	
MgO	3.27	8.17	Pyrite	0.99				
CaO	1.74	3.11	H_2O		0.56			
K_2O	0.66	0.7			99.80			
Na_2O	0.00	—						
S	0.56	1.75						
H_2O +	0.56	3.11						
Graphite	0.00	—						
	99.94							

Sp. wt. 3.475 (ECKERMANN).

Position in the quantitative system: Class III, Order 3, Rang 4, Subrang 1—2.

s = 59.2	A = 0.5	a = 0.5	n = 0.0
	C = 2.0	c = 2.0	k = 1.5
	F = 31.5	f = 27.5	

The mode has been calculated from the analysis, after the amount of biotite and garnet had been geometrically determined on two thin-sections at right angles to each other, which had been taken from the rock-sample analyzed.

If the skarn-analyses be compared with that of the amphibolite (Anal. I) we deduce that an enrichment of the iron- and silica has taken place at the expense of the magnesia and lime. I have not been able to elucidate whether this is a primary differentiation-phenomenon in the original magma, or the result of a secondary metasomatic process.

That, in the main, the formation of the skarn occurred previous

to the folding of the syncline is shown, however, not only by the tectonic conditions, but also by the undulous extinction of the quartz, which is always parallel to the c-axis, a phenomenon which, according to ESKOLA, is the result of a later deformation brought about by mechanical pressure, and not of primary crystallization (11. p. 33). The garnet-rock also exhibits a poikilitic hornfels structure; there is an absence of crystal boundaries, and the garnets often assume a reniform structure (fig. 41). It is closely intergrown by quartz.

Of special interest is the transformation of the hornblende and cummingtonite into grünerite, simultaneously with the appearance on the scene of the biotite. The explanation of this appears to me to be, that the alkalis of the cummingtonite — in the rock analyzed, it was exclusively potassium — are bound by the formation of the biotite, and that the residual (Mg, Fe)O-metasilicate is recrystallized into grünerite. The composition of the grünerite, in this connection, would be calculated from the analysis and the mode, as being about:

$$80\ \%\ FeSiO_3 \text{ and } 20\ \%\ MgSiO_3.$$

This grünerite exhibits an extremely fine polysynthetic twinning, and the crystals are often »flaky» and with badly developed limits.

The biotite, which, as a rule, is of a brownish-yellow colour, sometimes grades into a highly pleochroic greenish-black biotite, but I have been unable to lay down any rules for this alteration.

As previously mentioned (p. 305) the amphibolites show no »chersantitic» border-facies towards the basic pyroxene-gneiss. They are substituted by a narrow zone of almost pure grünerite-fels, the cummingtonite changing into a fine-grained grünerite.

The Gray Garnetiferous Crystalline Schists (Para-gneiss).

The crystalline schists of the para-gneiss type inside the syncline have been given a special colour on the petrological map (Pl. LXVI), on account of their non-migmatitic appearance. Even if at several localities the off-shoots of the gneiss-granite inject them in great quantities, as a rule along the strike, they are not remelted in the same degree as on the »outside» of the syncline.

Between the limestone layer and the eulysite, the gneiss, in the very fold of the syncline, has been almost completely protected against injection and migmatitizing from the gneiss-granite, and can, consequently, be studied there in its relatively primary appearance.

It is highly schistose (cfr. figs. 44; 45); occasionally arenaceously friable and granular, but without showing any primary clastic

structure. The various layers, which are only some few millimeters thick, show marked variations in the material; certain layers consisting almost exclusively of quartz, garnet and biotite, others again, of plagioclase. The garnet increases considerably towards the limestone contact, being there probably partly a product of a later regional metamorphism, connected with the folding of the syncline.

As a result of the varying composition of the gneiss, an analysis of a small part of it can give but an uncertain expression of it's chemical composition.

In order to obtain a more reliable result, I have taken two general samples, one from the more quartzitic gneiss near the limestone (locality L—31), and another from the gneiss with a larger percentage of biotite and feldspar, closer to the eulysite contact (locality I—J—25). Professor PETRÉN has been so kind as to analyze the first specimen for me, and the result is given below, under I. The second sample I analyzed myself, obtaining the values given under III.

The sampling was done at right angles across the stratification and the strike, and each analysis embraces some twenty alternating thin layers rich in feldspar or quartz and garnet.

	I	I a	II	III	III a	IV
SiO_2	70.86 %	118.10	72.06 %	62.25 %	103.75	62.18 %
TiO_2	0.25 %	0.31	0.34 %	0.20 %	0.25	0.60 %
P_2O_5	—	—	—	0.32 %	0.23	—
Al_2O_3	11.78 %	11.55	12.51 %	16.02 %	15.71	17.10 %
Fe_2O_3	1.14 %	0.71	0.72 %	2.01 %	1.26	1.81 %
FeO	5.92 %	8.22	3.93 %	4.96 %	6.88	1.54 %
MnO	0.38 %	0.54	0.19 %	0.22 %	0.31	— %
CaO	2.35 %	4.20	1.70 %	3.61 %	6.45	4.91 %
MgO	2.18 %	5.45	4.14 %	3.66 %	9.15	2.92 %
K_2O	2.62 %	2.79	2.20 %	2.90 %	3.09	3.77 %
Na_2O	2.82 %	4.55	1.59 %	3.12 %	5.03	2.78 %
H_2O	0.32 %	1.78	1.03 %	1.32 %	7.33	2.10 %
	100.62 %		100.41 %	100.59 %		99.71 %
Sp. wt. . . .	2.88 (ECKERMANN)			2.86 (ECKERMANN)		2.80

I. Crystalline Schist from locality L — 31, Mansjö Mt. Anal. J. PETRÉN.
I a. Molecular proportions of I.
II. Plagioclase-biotite-gneiss from the Orijärvi Mine, Finland. Anal. P. ESKOLA.
III. Crystalline schist from locality I — J — 25. Anal. H. v. ECKERMANN.

III a. Molecular proportions of III.
IV. Biotite-plagioclase-gneiss (sedimentary) from Bérisal, the Simplon Road, Oberwallis (GRUBENMANN).

In OSANN's and GRUBENMANN's systems the following values are obtained:

	s	A	C	F	a	c	f	k	n	T	M
I . . .	75.4	4.7	2.6	10.0	8.5	4.5	17.0	1.7	6.2	0.0	0.1
III . .	68.0	5.3	4.2	12.4	7.5	5.5	17.0	1.3	6.2	0.6	0.1

which place the rocks in GRUBENMANN's group III, on the border between the »meso»- and the »kata-plagioclase gneisses», with both of which the mineral composition is in agreement.

The mode of the rocks, as determined by analysis and with the guidance of the microscope, is, viz.:

I			III		
Mode %		Average size of crystals *mm*	Mode %		Average size of crystals *mm*
Quartz	42.0 %	1.5	Quartz	5.6 %	1.0
Plagioclase Ab_{73} An_{27} .	33.0 %	0.8	Plagioclase Ab_{70} An_{30} .	37.9 %	0.8
Garnet	6.1 %	0.9	Garnet	11.0 %	0.8
Biotite	18.9 %	0.9	Biotite	44.8 %	1.0
	100.0 %		Apatite	0.7 %	0.05
				100.0 %	

The gneiss consists mainly of the minerals mentioned above as components of the mode.

The biotite is a brownish-yellow to brown-black lepidomelan, with occasionally omphacitic edges, and displaying strong pleochroism.

α = pale yellowish-brown $< \beta = \gamma$ = dark brownish-black.

It is filled with small zircon crystals, with very sharply defined pleochroic haloes. The angle of the optic axis never exceeds 2°. Larger biotite scales are developed idioblastically towards the rest of the minerals.

The feldspar consists of plagioclase. Microcline occasionally occurs locally, however, and is then beautifully and regularly twinned. The twinning structure in such cases is often extremely fine and almost undistinguishable, and it is only the extinction that prevents one from mistaking the microcline for orthoclase.

The plagioclase occurs arranged in layers in the gneiss; it is frequently highly myrmekitic, and extinguishes zonally, with the following values:

	Kernel	*Shell*
(001)	0°	+ 1¹/₄°
(010)	1°	+ 5¹/₂°

the composition, consequently, being: An_{30}—An_{24}.

Certain crystals, however, show uniform compositions between these extreme values.

In consequence of this variation, I have considered any detailed optical determinations unnecessary.

The q u a r t z is clear, with some few streaks of enclosures. It extinguishes almost evenly, with faint wavy undulation, parallel, as a rule, to the c-axis and resulting from the action of pressure after, or during the recrystallization.

In thin-sections taken close to where the pegmatites cut across, there is found to exist a steadily increasing poikilitic intergrowth of quartz within feldspar and biotite, giving rise to a distinct hornfels-structure.

S i l l i m a n i t e, although not included in the mode given above, sometimes accompanies locally and in radiating crystal groups, the bedding planes which are marked by the mica. We can then find, in the middle of such groups, glass-clear prisms of sillimanite from 2 to 4 mm in length. In certain streaks, especially in between the grains of biotite, the sillimanite is partially reduced in size to a felt-like fibrolite, lying like wisps of cotton-wool drawn out along the bedding planes. In the main part of the non-migmatitized gneiss, the sillimanite is wanting, however.

G a r n e t occurs, sometimes as a colourless, sometimes as a pale light-red type. It lies in sharply idiomorphic crystals, scattered here and there in the streaks of mica, and is perfectly isotropic. In the hornfels-varieties of the gneiss towards the contacts of the pegmatite and the eulysite, the amount of red garnet increases, while the colourless disappears altogether. Simultaneously, the garnet begins, in the same proportion that the hornfels-structure increases, to be more and more poikilitically intergrown by centrically arranged quartz-drops. Some larger garnet-crystals also exhibit highly pigmented plagioclase enclosures.

On qualitative chemical examination, the colourless garnet proves to contain no noticeable percentage of manganese, and it is probably an alumina-garnet, poor in femic constituents.

R u t i l e-n e e d l e s appear in some few chlorite mica-scales, poin-

ting to a concentration of the titanium-percentage of the rock in the lepidomelan.

Apatite is wanting in most of the thin-sections I have examined, but it occurs in the rocks analyzed under III, above.

The structure is granoblastic, with a previously mentioned tendency to »sieb-structure» towards the contacts to the gneiss-granite apophyses. The schistosity, which is very evident in the rock, is noticeable under the microscope through the alternation of the different mineral-bearing layers.

The rock appears to me to be a sedimentary gneiss recrystallized by metamorphic action. Its tectonic connection with the limestone points to this, as does also the actually existing variation of the substances making up the different layers and, finally, the agreement between analysis III and the gneiss, given under analysis IV, which is stated by GRUBENMANN to be sedimentary. That the analysis alone is not decisive in the matter, however, even if the atomic proportions calculated in accordance with BECKE, give the rock a place among the rocks of sedimentary origin, is shown by comparisons between Analysis I and II of the plagioclase-biotite-gneiss from the Orijärvi Mine, which latter according to ESKOLA, most certainly cannot be assigned to the sedimentary formations.

At the contact towards the eulysite, the crystallization-schistosity of the rock increases quite noticeably, simultaneously with an increase in the percentage of garnet while, on the other hand, the formation of myrmekite and the poikilitic intergrowth of the quartz disappear, pointing to a metamorphic influence of lower temperature than that of the granite-pegmatites. The biotite, too, presents towards the contacts to the eulysite, an evident change of colour, from yellowish-brown to greenish-yellow, and becomes of a lighter tint, probably the result of a diminution of the iron-percentage, on account of the iron — possibly in consequence of a lower percentage of alkali in the rock — combining to form red almandite.

In the field-outcrops, the gneiss is gray, with lighter layers where the quartz- and feldspar-percentages are higher. Towards the limestone- and eulysite contacts the colour becomes a grayish-red in consequence of the increase of the garnet.

The thickness of the gneiss-bed between the eulysite and the limestone in the syncline varies considerably and, at its narrowest part, between the »Stora kalkbrottet» and the »Kalkugnen», is only a few decimetres thick. In no place, however, is it cut through by the eulysite, which concordantly accompanies it along a sharply marked contact.

The Pyroxene-Gneiss.

The pyroxene-gneisses can hardly be said to be every-day features of the Swedish rocks. During my work in the field, I did not at first observe, in consequence of the megascopic resemblance, that a green and somewhat coarsely granular schistose streak in the continuation of the limestone in the synclinal series, which had been classified by me among the amphibolites, was in reality something quite different. It was only on making a microscopic examination that I discovered that this amphibolite layer, in addition to the amphibole, also contained a considerable amount of feldspar and pyroxene.

The typical pyroxene-gneiss rock is highly schistose and of a dark blackish-green. Its line of strike is the same as that of the Mansjö stratified series i. e., NW—SE, and it occurs not only in the continuation of the limestone bed, but also inside of the eulysite in the syncline.

Dr. N. SAHLBOM has carried out the following analyses, given under I and II, of rock-samples taken from the two different occurrences:

	I	I a	II	II a	III
SiO_2	42.98 %	71.63	43.25 %	72.08	49.61 %
TiO_2	3.45 %	4.31	3.10 %	3.87	0.56 %
P_2O_5	0.80 %	0.56	0.70 %	0.49	0.19 %
Al_2O_3	14.71 %	14.42	14.69 %	14.40	15.21 %
Fe_2O_3	1.49 %	0.93	1.58 %	0.99	0.89 %
FeO	14.33 %	19.90	14.01 %	19.46	8.77 %
MnO	0.18 %	0.25	0.18 %	0.25	0.05 %
CaO	12.57 %	22.45	12.91 %	23.05	16.32 %
MgO	6.28 %	15.70	6.24 %	15.60	5.02 %
K_2O	0.43 %	0.46	0.51 %	0.54	1.36 %
Na_2O	1.07 %	1.73	0.90 %	1.45	1.20 %
S	0.09 %	0.28	0.23 %	0.72	—
CO_2	0.00 %	—	—	—	0.86 %
$C + H_2O +$ (loss at red heat)	1.85 %	—	1.56 %	—	0.55 %
$H_2O -$	0.11 %	—	—	—	—
	100.34 %		99.86 %		100.59 %
$- O = S$	0.03 %		0.09 %		
	100.31 %		99.77 %		
Sp. wt.	2.98	(ECKERMANN)	2.96	(ECKERMANN)	

I. Pyroxene-gneiss from locality C—39, the inner synclinal bed, Mansjö Mt. Anal. N. SAHLBOM.

I a. Molecular proportions of I.

II. Pyroxene-gneiss from locality M—35, the outer synclinal bed, Mansjö Mt. Anal. N. SAHLBOM.

II a. Molecular proportions of II.

III. Diopside-amphibolite from Vetjo, Orijärvi, Kisko. Anal. P. ESKOLA.

OSANN's and GRUBENMANN's systems give the following values:

	s	A	C	F	a	c	f	n	k	T	M
I . .	49.9	1.5	7.9	31.1	1.0	6.0	23.0	8.0	0.9	0.0	6.7
II . .	50.0	1.4	8.0	31.2	1.0	6.0	23.0	7.2	0.9	0.0	7.1

and place the rocks

according to OSANN in Type 83 Kunstmannstal, type-formula: ($s_{50 \cdot 5}$. a_2 c_6 f_{22})

and according to GRUBENMANN in Type Plagioclase-augite rocks: (a_2 $c_{3 \cdot 5}$ $f_{14 \cdot 5}$).

The norm and mode are as follows:

Pyroxene-gneiss I						
Norm %				Mode %		Average size of crystals *mm*
Orthoclase	2.78	Σ Sal.	45.61	Hornblende	27.1	1.1
Albite	8.91			Diopside	36.0	0.5
Anorthite	33.92			Plagioclase	27.8	0.4
Diopside	19.21	Σ Fem.	52.76	Quartz	0.0 [1]	0.1
Hypersthene . . .	14.45			Titanite	2.4	0.1
Olivine	8.40			Apatite	2.0	0.1
Magnetite	2.09			Ores	4.7	0.2
Pyrite	0.11				100.0	
Ilmenite	6.54					
Apatite	1.96					
$C + H_2O$			1.85			
			100.22			

[1] A few grains of quartz present, although too few in number to be expressed in % of the first decimal figure.

Pyroxene-gneiss II

Norm %				Mode %		Average size of crystals *mm*
Orthoclase	2.78			Hornblende	29.0	1.1
Albite	7.86	Σ Sal.	44.56	Diopside	34.4	0.5
Anorthite	33.92			Plagioclase	27.3	0.4
Diopside	20.68			Quartz	0.7	0.2
Hypersthene	14.98			Titanite	2.0	0.1
Olivine	6.68			Apatite	1.6	0.1
Magnetite	2.32	Σ Fem.	53.33	Ores	5.0	0.2
Pyrite	0.44				100.0	
Ilmenite	6.59					
Apatite	1.64					
$H_2O + C$			1.56			
			99.45			

with which the norm in the quantitative system is in agreement.

The mode has been calculated from the analysis, following the determination of plagioclase beneath the microscope both quantitatively and qualitatively, and after the ilmenite has been determined geometrically. CaO, FeO and MgO have been assigned to the diopside, in agreement with the optical determination of its composition.

All the Fe_2O_3 has been given to the hornblende, as have the remaining alkalis, after the Na_2O had been assigned to the plagioclase in accordance with the microscopical determination.

On checking geometrically the result of the analysis of the specimen under I, there was obtained:

Hornblende	28.2 %
Diopside	35.1 %
Plagioclase	27.8 %
Quartz	0.2 %
Titanite	2.1 %
Apatite	1.9 %
Ores	4 7 %
	100.0 %

the agreement, consequently, being satisfactory, so that, in the main, the calculation may be considered as correct.

22—220270. *G. F. F. 1922.*

Both in I and II the analyses have been made on closely stratified gneiss samples taken at right angles to the bedding, and including some twenty layers for each sample. The geometric checking was also made on two thin-sections right across the bedding of the analyzed specimen, and also on a thin-section taken at right angles of these two, cutting the strike of the rock.

The microscopical structure of the rock (fig. 48) is markedly crystalline-schistose, with a crystalloblastic groundmass of plagioclase and diopsidic pyroxene, together with some quartz of a granular structure, in which large idioblastic amphibole prisms indicate the plane of schistosity.

Sometimes the amphibole-layers altogether predominate, with small quantities of the other minerals; as a rule, the different layers vary in thickness from a few millimetres up to several centimetres.

The amphibole is an uralitic hornblende, partly with the plainly evident, crystal-limits of the primary diopside still preserved, and partly recrystallized into large prisms with the character of common hornblende. The colour is paler, however, and somewhat bluer, pointing to a lower percentage of iron and an increase in the magnesia and lime. The maximum birefringence is 0.0235 and the axial-angle has been determined by the axial-angle-scale at 83° 45′. The hornblende is intergrown by apatite and carries small enclosures of zircon with pleochroic haloes. It occasionally surrounds the ilmenite crystals.

The pyroxene is a pale light-green diopside, the pleochroism of which is scarcely noticeable.

The following optic characteristics have been determined:

$$2\ V_{Na}\ (\text{Obs.}) = 59°50'$$
$$2\ V_{Na}\ (\text{Cal.}) = 59°44'$$
$$(\gamma - \beta)_{Na}\ (\text{Obs.}) = 0.0185$$
$$(\beta - \alpha)_{Na}\ (\text{Obs.}) = 0.0061$$
$$(\gamma - \alpha)_{Na}\ (\text{Obs.}) = 0.0246$$
$$\beta_{Na}\ (\text{according to NIKITIN's metod}) = 1.69$$
$$c : \gamma = -39.5°$$

These optical characteristics seem to indicate that about 60 % of the diopside consists of hedenbergite-molecules.

In certain streaks, the diopside occurs in the form of large idioblastic prismatic crystals, fully analogous in their behaviour to the amphibole. In other cases it assumes the shape of globular grains separated from each other by feldspar and quartz.

The pyroxene occurs also as enclosures within the hornblende, the latter having undergone only a partial uralitization. In some few instances it has been altered into chlorite too.

The plagioclase is a bytownite of average composition, An_{85}, but displays great variation, from An_{75} up to an almost pure anorthite. The following extinction angles have been observed in the case of such an extreme variety as that just mentioned:

on (010) — 35°0′
on (001) — 33°0″

The axial-angle has been determined at $2\ V_{550} = 77° \ 12'$, which altogether, points to the composition: $Ab_5\ An_{95}$.

The feldspar is partly in course of alteration to zoisite, but, where unaltered, presents a beautiful twinning according to the albite law. Pericline twinning, too, has been observed in the more acidic crystals.

The ore minerals consist of ilmenite and pyrite, which can easily be distinguished from each other by the ilmenite's alteration-rims of titanite. Both minerals occur as irregular, rounded grains.

Titanite is found in small crystals, some of them occuring between the diopside and the hornblende, while others form rims around the ilmenite crystals. The titanite is almost colourless and evidently consists of a transformation product from the ilmenite. Leucoxene is entirely absent, however, as the mineral is perfectly clear. The axial-angle varies, but is as a rule small (about 40°). In certain cases, I have observed parts of titanite-rims which have exhibited almost uniaxial interference figures, the optic character remaining positive and the refraction almost unaltered. As anatas as well as rutile thus are out of question, the explanation may be sought in an abnormal composition of the titanite, possibly an increased percentage of TiO_2.

Quartz is present accessorily, chiefly in the neighbourhood of the hornblende, in the shape of small, clear, non-undulous grains. It occurs in some layers and is altogether absent from others.

Graphite has been noticed in some thin-sections. It is seen as rough-edged longitudinal flakes, but appears to be wanting in the greater part of the rock. A direct carbon-determination of such graphite-bearing pyroxene-gneiss has been made by Dr. SAHLBOM and gave 0.56 % C.

Zircon is found in some of the amphibolite streaks in the form of rounded grains, which can be as large as 0.2 *mm* in size. In the amphibole it is surrounded by highly pleochroic haloes.

Calcite has been observed in several instances, sometimes forming actual thin layers.

Biotite is altogether wanting.

The minerals mentioned above are identical in the pyroxene-gneisses analyzed under I and II. As, in addition, these two analyses are in agreement with each other, it may be considered as proved that the pyroxene-gneiss-beds, which are separated from each other by the eulysite, belong to one and the same formation, a fact which I referred to, also, during my discussion of the genesis of the eulysite, as an evidence of the intrusive character of this latter rock.

Tectonically, the sedimentary origin of the pyroxene-gneiss is shown by its genetic relationship to the limestone. In addition, it occurs, too, in smaller, more or less amphibolitized streaks in the paragneiss, between which latter and the pyroxene-gneiss, all the transitional stages can be distinguished.

In the typical pyroxene-gneiss, there exist sometimes broader or narrower layers where diopside is wanting. In one instance I have found several per cent of calcite in the rock. An eruptive origin cannot in this case very well be ascribed to the anorthitic plagioclase, even if both analyses I and II can be classified among the gabbroid, basic magmas of the rock-system. Also the plagioclase is concentrated in distinct layers.

I consider, therefore, that, from the point of view of the mineral-composition too, the rock must be referred to a sedimentary origin, and that, consequently, it constitutes a recrystallized schistose, calcareous marl on which a secondary hornfels structure has been impressed by the intrusion of the gneiss-granite magmas.

The only analogous rock of which I have been able to find a description is the Orijärvi diopside-amphibolite mentioned by P. Eskola, with which both the mineral composition and the megascopic appearance of the Mansjö pyroxene-gneiss are in agreement (11. p. 118). The Orijärvi rock, however, the analysis of which was given under III, is richer in silica, although without displaying any free quartz. Its percentage of lime is greater, however. Its titanium-percentage, though, is essentially lower than that of the Mansjö Mt. pyroxene-gneiss, and Eskola's supposition that the titanite was not the product of an alteration of the ilmenite is, to a certain degree, negatived by the existence of the opposite state of things in the Mansjö Mt.

Eskola assumes that the Orijärvi rock had been formed by »alteration by metamorphism of a series of calcareous shales, probably mingled with volcanic material», and this last supposition could,

of course, be considered to hold good for the pyroxene-gneiss in the Mansjö syncline, especially if attention be paid to the evident concentration of the ilmenite within the zircon-bearing amphibole layers.

The Limestone Rocks.

The limestone in the Mansjö Mt. forms a bed about one hundred metres in length and, as far as the observations hitherto made show, at the most three metres thick, interstratified in the paragneiss.

In those places, especially in the south-east part of the layer, where it has not been disturbed by intruding pegmatite, or by the secondary refolding of the synclinal series, the crystalline Mansjö limestone has evidently been deposited in layers of pure calcite about one decimetre thick.

The layers are divided by a sharply marked brownish-black layer of mica which in cross-cut sections of the rock is visible as a thin, dark line, but which, on the bedding-surface itself, gives the limestone the appearance of a micaceous shale (fig. 50).

Neither is the limestone perfectly pure between the intermediate layers of mica, but continues to contain a subordinate quantity of dark-coloured and also some colourless mica. The latter, however, can only be discerned with the aid of the microscope.

Dr. SAHLBOM has carried out the following analysis I of a general sample taken right across a large number of the limestone-layers mentioned above. For the sake of comparison, there is appended, under II, SANTESSON's analysis (published by BLOMBERG) of a piece of limestone from Mansjö (4. p. 52).

	I	I a		II
SiO_2	0.64 %	1.07	Undissolved	3.22 %
Al_2O_3	0.24 %	0.24	Fe_2O_3 and Al_2O_3	0.77 %
Fe_2O_3	0.40 %	0.25	$CaCo_3$	96.00 %
CaO	54.85 %	97.96	$MgCo_3$	0.19 %
MgO	0.95 %	2.37		100.18 %
K_2O	0.10 %	0.11		
Na_2O	0.00	—		
CO_2 (Cal.)	42.75 %	97.04		
	99.93 %			

I. Limestone from »Stora Kalkbrottet» Mansjö Mt. Anal. N. SAHLBOM.
I a. Molecular proportions of I.
II. Limestone from »Mansjö Kalkbrott». Anal. SANTESSON.

Judging by the lower percentage of magnesia, the sample analyzed by SANTESSON appears to have been taken between two streaks of mica. The calculation of the analysis, showing a content of Mg CO_3 is also erroneous.

The typical Mansjö limestone is quite white, sometimes with a shade of yellow as a result of the interstratified dark mica. In those parts of the limestone where, as a result of contact-action, the mica has disappeared in order to enter the composition of other minerals, the limestone has, most frequently, a beautiful ice-blue colour. The same blue has been observed by LAITAKARI (20. p. 23), who was, however, unable to give an explanation of its occurrence.

I think, however, that I have proved it to be the result of microscopically small, colourless, probably phlogopitic mica-scales, of a silky sheen, which, in parts, cover the contacts between the calcite-crystals, and which, on the dissolving of the lime in dilute acid, can be isolated as a faint residue in the solution. The size of the mica-scales is not more than 0.005 *mm* at most, and it is to their reflection of light that the blue tint may be supposed to be due.

The limestone is everywhere without exception coarsely granular, with an average size of the grains of from 1.8 to 2 *mm*. In certain parts of the occurrence, however, especially in the vicinity of the pegmatite intrusions, there can be seen an evident increase in the size of the grains, this being the result of the action of the heat. In such places the grains attain a mean size of up to as much as 5 *mm*. In some faults, which have arisen through the pressure of the limestone between the folded gneiss at the contact, there have been secondarily recrystallized rhombohedral crystals, as large as 3 *cm* along the edges.

That the coarse grain is a result of actual recrystallization and that it does not constitute a primary structural feature, is shown by the fact that, in the coarsely granular limestone, every trace of mechanical deformation of the calcite crystals has disappeared.

There can often be observed, especially in those parts of the limestone in the immediate neighbourhood of the paragneiss contacts, at both ends of the limestone bed, how the calcite crystals have been deformed during the folding of the limestone, and, under the microscope, these crystals exhibit a strongly twisted twinning lamellation (fig. 71). SUSTSCHINSKY has made the same observation with regard to the Finland limestones (cfr. 34. Plate IV, fig. 1).

That this folding has been extremely powerful may be seen in a very instructive way at the centre of the great limestone quarry, where the limestone has actually been squeezed out from between the gneiss

like dough, and where the layers of mica illustrate the course of the process by their folding (fig. 53).

It appears to me to be indisputable, consequently, that the absence in the microstructure, of every trace of any pressure-deformation in the neighbourhood of the pegmatite must be ascribed to recrystallization. The absence of the same phenomenon in the vicinity of the limestone-gneiss contacts bordering on the eulysite can also, by analogy, be supposed to have been caused by a certain supplying of heat from the eulysite carried through the gneiss.

The limestone also exhibits a typical pavement-structure, and is so loosely compacted that, as a rule, it can be crumbled by the fingers into limestone-gravel. »Toothed» calcite-contacts, crystallized into each other, occur but rarely, and then always farthest away from the pegmatite granites.

In the analyzed general-sample of the Mansjö limestone given above, there occurred in the thin-sections of the same specimens the following minerals:

Calcite
Biotite
Diopside
Colourless mica
Pyrite.

The calcite, in those parts of the limestone bed where the former has recrystallized, is as perfectly clear as water, and can be isolated in small rhombohedrons which, on a smaller scale, are almost the equivalents in transparency and purity of the celebrated Iceland spar.

I have also analyzed picked Mansjö calcite, obtaining the following result as given under I:

	I.	II.
SiO_2	0.12 %	— %
CaO	55.70 %	55.68 %
MnO	0.05 %	0.19 %
FeO	0.34 %	0.22 %
CO_2	43.94 %	43.93 %
	100.15 %	100.02 %

I. Mansjö Calcite. Anal. ECKERMANN.
II. Striegan-Calcite, Websby, Anal. TSCH. Min. Mit. 1872. 66.

I have not, however, been able to discover at Mansjö, except the rhombohedrons already mentioned, any independent calcite crystals

showing the development of crystal faces, this probably being due to the embedding of the limestone layer in the gneiss having prevented fissure-formation in which circulating solutions would have been able to produce such crystals.

The biotite is megascopically brownish-black, with a slight shade of green. Microscopically it is pleochroic in accordance with the absorption-scheme:

$$\gamma = \text{pale chestnut-brown} > \beta = \text{light yellow} > \alpha = \text{colourless.}$$

The average size of the grains is 1—1.5 × 1—0.5 *mm.* As opposed to the thicker secondary phlogopite, the crystals are thin and scale-like.

The axial angle is very small, and has been determined, with the aid of the axial-angle scale, at about 5°. Dispersion of the axes cannot be observed, but $c : \gamma = 1°$.

As contrasted with calcite, the biotite is idiomorphic, and occurs ingrown into the former, although, as mentioned above, it is mainly found massed in certain layers. It is probably nearly related to the phlogopite.

The diopside occurs in very small crystals, hardly as much as 0.3 *mm* in size; megascopically it is of a pale brownish colour and, in the thin sections, colourless, without any trace of pleochroism. The following optical constants have been determined:

$$2\,V_{Na}\ (\text{Obs.}) = 58°50'$$
$$2\,V_{Na}\ (\text{Cal.}) = 59°46'$$
$$(\gamma - \beta)_{Na}\ (\text{Obs.}) = 0.0218$$
$$(\beta - \alpha)_{Na}\ (\text{Obs.}) = 0.0072$$
$$(\gamma - \alpha)_{Na}\ (\text{Obs.}) = 0.0290$$
$$\text{Extinction}\ c : \gamma = 39.5°$$

The refraction has been determined in accordance with NIKITIN on the turning-stage, to two decimal places = 1.68.

Optically, therefore, the diopside is in very close agreement with the white diopside from Nordmarken, such as it has been determined by WÜLFING (ROSENBUSCH; Mikr. Phys.).

I have been unable to isolate sufficient material to determine the specific weight.

The diopside usually displays very evident prismatic cleavages and, less evidently, partings along (100) and (010).

The mineral occurs just as frequently entirely enclosed within the calcite-crystals as it does between them. In the latter case, there

are signs pointing to idiomorphic crystal limits; in the former, the crystals appear as rounded grains.

Colourless mica is found in the limestone only in certain mineral-bearing types already mentioned, where the remainder of the mica has been consumed in the metasomatic and pneumatolytic formation of the new minerals. The crystals are so small that they do not allow of any reliable optical determination, and, as I have already stated, they occur exclusively in the contacts between the grains of calcite. Very probably, they consist of phlogopite.

Pyrite I have seen in the shape of a few small grains, which appear to occur purely accessorily. It is absent from most of the thin-sections.

In addition to the above »normal» mineral associations, the Mansjö limestone also possesses two anomalous occurrences of especial interest. They are found in the neighbourhood of the intrusive pegmatite-dykes and also along the contact towards the paragneiss in the hanging-wall. They will be dealt with in the following chapter.

The Pegmatite Dykes through the Limestone, the Chemical and Mineralogical Changes within the Dykes and their influence on the Limestone.

As I have already mentioned, the pegmatitic apophyses of the gneiss-granite penetrate the limestone as well as the other older rocks.

A bed of granite magma, several metres thick, has intruded into the foot-wall of the limestone, between the latter and the underlying paragneiss and amphibolite, in addition to which, a number of pegmatite-dykes and off-shoots, varying in breadth from a few centimetres to several metres, have penetrated the limestone layer, both from the intrusive bed just mentioned above, and also from the granite massive in the north-east.

In the main, this intrusion has occured at two levels, evidently following some specially micaceous, strongly marked layers in the limestone. Along the upper level there have been intruded pegmatite-dykes, which have previously penetrated the eulysite and the gneiss of the hanging-wall; in the lower level there have radiated apophyses from the intrusive magma-bed. The two levels display, as could be expected, a marked difference in character.

The upper pegmatite-apophyses are considerably less mineral-bearing than the lower ones, and they appear, on their passage through

the eulysite, to have lost in the important skarn-formations there, a considerable portion of the mineralisers accompanying them.

The lower pegmatite-dykes are not only richer in mineralisers, but they have also given rise to a distinctly more sharply marked alteration in the limestone surrounding the pegmatite-dykes themselves, a fact that may also possibly be explained by the existence of a higher temperature and, very probably, of a higher pressure too.

Both the dyke-systems are accompanied and, made conspicous in the field by the richly coloured chondrodite- and apatite-formation which, as I formerly mentioned, was what first directed my attention to the occurrence.

The dykes are studied best at the »Stora Kalkbrottet» where, in the perpendicular and clean-blasted wall, the mineral-formations can, so to say, be traced millimetre by millimetre.

The upper dyke-system is, in this locality, represented by a metre-thick, coarsely crystalline, acidic pegmatite (fig. 51) which, at the south-eastern part of the quarry, intrudes into the limestone coming from the eulysite, with its hanging-wall accompanying a mica-layer in the limestone, and with its foot-wall cutting obliquely across this same layer. Towards the west, the dyke rapidly becomes narrower (fig. 52) and can be traced all the way to the north-western wall of the quarry, in the shape of a belt in the limestone from 3 to 4 *cm* broad. Against the limestone, the pegmatite-dyke is bordered all the way on both sides by a 4—5 *mm* broad, sharply marked reaction-zone, coloured light-green by d i o p s i d e, and with a core of m i c a, this zone evidently marking the limit of the dyke.

The limestone has become »bleached» to a distance of about 5 to 6 *cm* from the hanging-wall and foot-wall of the dyke, its biotite having been altered into almost colourless p h l o g o p i t e, and its iron having been employed for the formation of diopside and mica at the contact.

In the »bleached» portion in the hanging-wall nearest to the diopside-contact there occur a few small — as a rule, about 4 or 5 *mm* in size — rose-coloured crystals consisting of a m p h o d e l i t e. They are, as a rule, highly decomposed, and have rounded and corroded, badly developed crystal faces. In spite of a careful examination of the entire contact-line I was unable to discover more than two small, fairly fresh specimens, one of which was destroyed, however, during its carriage home.

A larger crystal of the same mineral was found at an earlier date by IGELSTRÖM — in the waste-dump of the quarry most likely

— and is now among the collections of the Swedish State Mineralogical Museum, where it has been described by FLINK (14) under the above given name of »amphodelite».

In the foot-wall of the pegmatite-dyke the »bleaching» of the limestone is somewhat broader than in the hanging-wall, extending some 10 to 12 *cm*, but here, however, the dark mica has not been entirely bleached or removed, but has assumed a rather strong yellowish-green colour and been transformed into phlogopite. Outside this phlogopite-limestone there succeeds a limestone-zone about 10 *cm* wide, which has been pigmented by a few rather large, and evenly distributed »brown» chondrodite grains (fig. 62), which, in the appended mineralogical description of the Mansjö minerals, has been provisionally termed »B-chondrodite». As the pegmatite-dyke narrows off, the B-chondrodite-zone approaches closer to the pegmatite-dyke, at the same time growing narrower and sparser.

In this upper chondrodite-zone there is also noticed, microscopically, a great diminution in the diopside content of the limestone, the mineral in question having almost entirely disappeared, and its magnesia having been absorbed by the chondrodite. The same is the case with the mica, the remains of which present strong signs of incipient alteration, and which can be found as enclosures in the B-chondrodite.

The pegmatite itself also undergoes transformation in proportion as it narrows off and penetrates farther into the limestone.

While at A in fig. 52, i. e., where it is broadest, the pegmatite consists mainly of a dominating, beautifully pertitic, pale pink microcline, together with an acid grayish-white plagioclase with the composition An_{25}, a colourless quartz and, accesssorily, a brownish-black biotite and rather large, well developed zircon crystals, the mineral in question becomes more and more basic, the farther it is traced westwards. Simultaneously, there increases towards the contact, a secondarily crystallized quartz, which is concentrated into large violet-coloured aggregates, while the perthitic microcline is broken up into plagioclase and microcline, the albite moving towards the grain-contacts, and the plagioclase passing successively into andesine and labradorite. The microcline- and mica percentages diminish, and when the scapolite crystals begin to make their appearance around the basic feldspar (fig. 88), the potassium-feldspar and mica have almost entirely disappeared. This last observation has also been made by LAITAKARI with regard to the pegmatite-dykes at Pargas, Finland (20. p. 7).

Chemically, this finds expression in a diminishing potassium-per-

centage in proportion to the sodium, as will be seen by the following analyses-series, II to V, carried out by Professor PETRÉN on general samples taken by me at right angles across the great upper pegmatite-dyke in Stora kalkbrottet at breaths of two, one, one-half and one-quarter metre respectively, i. e., successively in the direction of injection. Under I there is given for the sake of comparison, PETRÉN'S previously mentioned analysis of the gneiss-granite outside the limestone. The diopsidic contact-zone was not been included in the samples when the specimens were taken. Fig. 52 A indicates where sample IV was taken.

	I		II		III		IV		V	
	%	Mol. pro.	%	Mol. pro.	%	Mol. pro.	%	Mol. pro.	%	Mol. pro.
SiO_2 . . .	74.16	123.60	69.86	116.43	68.44	114.07	71.14	118.57	70.84	118.07
TiO_2 . . .	—	—	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
P_2O_5 . . .	—	—	0.57	0.40	0.26	0.18	0.109	0.08	0.36	0.25
Al_2O_3 . . .	15.22	14.92	16.86	16.53	18.21	17.85	17·76	17.41	16.30	15.98
Fe_2O_3 . . .	0.00	—	0.00	—	0.00	—	0.00	—	0.00	—
FeO . . .	2.23	3.10	1.03	1.43	1.09	1.51	1.16	1.61	1.16	1.61
MnO . . .	0.13	0.18	tr.	—	tr.	—	tr.	—	tr.	—
CaO . . .	0.47	0.84	1.75	3.12	2.58	4.61	3.24	5.79	8.04	14.36
MgO . . .	0.20	0.50	tr.	—	0.12	0.30	0.08	0.20	0.14	0.35
K_2O . . .	7.10	7.55	5.78	6.15	2.74	2.91	1.32	1.40	0.30	0.32
Na_2O . . .	1.08	1.74	4.08	6.58	5.86	9.45	5.22	8.42	2.32	3.74
H_2O — . .	—	—	0.00	—	0.00	—	0.00	—	0.00	—
H_2O + . .	—	—	0.23	1.28	0.46	2.56	0.24	1.33	0.44	2.44
S	—	—	tr.	—	tr.	—	tr.	—	tr.	—
	100.59		100.17		99.78		100.289		99.92	

From the above analyses-series there will be seen how the molecular proportion $\frac{Na_2O}{K_2O}$ increases from 0.23 to 11.83, simultaneously with an increase of the CaO-percentage. The percentage of silica diminishes on the intrusion of the pegmatite. It seems to be then, that, as a result of this, a percentage-increase in the total proportion of alkali first appears. This removal of the silica, which is emphasized by the difference between anlyses I and II, can be nothing else than that which is brought about by the concentration of the silica along the intrusion-contacts, and which may be observed, not only in the formation of the new contact-minerals, but also in the

intensive hornfels-like intergrowth of the feldspars and the scapolite with quartz.

After the formation of the contact-minerals, therefore, the silica-percentage appears to remain constant, as may be seen by analyses II, III, IV and V. In the same way, the proportions of FeO, MnO, MgO and Al_2O_3 appear to have remained almost unchanged. The chief chemical transference that can be deduced from the analyses is the addition of CaO and the removal of the alkalis, chiefly the K_2O.

This diffusion of the potassium into the surrounding limestone ahead of the sodium is quite striking. Acting on the suggestion of Dr. G. Aminoff I have compared the atomic volumes of the elements partaking in the contact-reactions.

As the volume of the potassium-atome is about twice the size of that of the sodium, and the oxides may be supposed to keep the same relation, this may supply an explanation why the former moves more quickly towards the zone of less pressure — viz., from the pegmatite into the limestone.

If this hypothesis is correct, pegmatites containing rubidium and cesium may be supposed under similar circumstances to be deprived of these elements even earlier than of the potassium. No analysis has been made, however, to investigate this assumption in case of the Mansjö-pegmatites.

That the potassium-molecules have been liberated from the biotite is immediately apparent from the intermediary formation of muscovite, which makes its entrance into the pegmatite-dyke as soon as the latter has intruded into the limestone.

The potassium-molecules of the gneiss-granite are partly found in this newly-formed potassium-mica; partly they also seem to have migrated to the intrusion-contacts and there to have taken part in the previously mentioned crystallization of the mica along them, and, finally, they have wandered into the »bleached» and chondrodite-bearing zones, and have contributed to the obvious development there of colourless phlogopitic mica. A metasomatic reaction has evidently taken place, according to the formula:

$$\underset{\text{Microline}}{3K_2Al_2Si_6O_{16}} + 2H_2O = \underset{\text{Mica}}{H_4K_2Al_6Si_6C_{24}} + \underset{\text{Quartz}}{12SiO_2} + 2K_2O$$

the water, here having been taken from the magma. That the latter has carried considerable amounts of H_2O is shown, not only by its pegmatitic character, but also by the vesuvianite spoken of below.

The sodium-percentage of the gneiss-granite, which, as found chief-

ly in the albite of the plagioclase, must, according to the above analyses, be considered as having been partly carried off, in which case it has been for the most part bound by the mica, or as having been transferred to the newly-formed scapolite. In addition, a smaller sodium-percentage has probably been absorbed by the diopside, in the form af acmite molecules.

The reaction by which the feldspar has been anorthitized and scapolitisized cannot be imagined to have taken place simply and solely by the absorption of CaO from the limestone. As will be described in more detail later on, this contact-reaction zone that accompanies the intrusion-contact consists of mica and, mainly, diopside, which mineral-zone, normally, is nowhere broken by any direct connection between the feldspar or limestone.

The contact itself is always marked by the presence of apatite which has evidently first been crystallized, the grains of apatite sometimes being shattered by later mineral formation. After this, mica has been formed as long as the supply of magnesium was accessible and, finally, a diopside-layer has crystallized, which encloses mica and apatite, and forms a connecting link facilitating the interchanges between the limestone and the main mass of the granite-magma. This diopside is very rich in alumina, and is sometimes closely related to the augites (viz., the chapter on the diopsides, p. 354).

GOLDSCHMIDT, when speaking of the scapolite-formation at Aarvold, in the Christiania-field (16. p. 320) has expressed the opinion that the limestone has first bound the halogen-combinations of the heavy metals of the magma, thereby releasing $CaCl_2$ which has afterwards reacted with the Nordmarkite-magma to form scapolite.

In this case, it might be considered as proved by the appearance of the contact at the Mansjö Mt. that the course of the process must have been that just described, but with the difference that — as it appears most probable to me — in consequence of the pegmatitic character of the magma, together with the resulting higher vaporic pressure, $Ca\ Cl_2$ has never been formed, but has been replaced by free HCl, and that this took place so much the sooner, as the presence of free silica at the contact must have predisposed for the immediate formation of silicates.

Chronologically, therefore, the reactions can be expressed by means of the following groups of formulæ:

I. *Formation of Apatite:*

$$3P_2O_5 + 2HF + 10\ CaCO_3 = \underset{\text{Apatite}}{[Ca\{(PO_4)_2Ca_3\}_3]F_2} + 10CO_2 + H_2O.$$

II. *Formation of Diopside:*

$$FeCl_2 + CaCO_3 + 2SiO_2 + H_2O = CaSiO_3 \cdot FeSiO_3 + 2HCl + CO_2$$
Hedenbergite

$$MgF_2 + CaCO_3 + 2SiO_2 + H_2O = CaSiO_3 \cdot MgSiO_3 + 2HF + CO_2.$$
Diopside

III. *Interchange of* $CaSiO_3$*-molecules via the Diopside:*

$$2CaSiO_3 \cdot FeSiO_3 \cdot MgSiO_3 + CaCO_3 + SiO_2 = 3CaSiO_3 \cdot FeSiO_3 \cdot MgSiO_3 + CO_2$$

$$3CaSiO_3 \cdot FeSiO_3 \cdot MgSiO_3 = (CaMg)Si_2O_6 \cdot (CaFe)Si_2O_6 + CaSiO_3.$$
Diopside

IV. *Formation of Chlor-Scapolite:*

$$4Na_2Al_2Si_6O_{16} + 2HCl = 2(NaCl \cdot 3NaAlSi_3O_8) + 6SiO_2 + Al_2O_3 + H_2O$$
Albite — Chlor-Marialite — Quartz

$$Al_2O_3 + CaSiO_3 = CaAl_2SiO_6$$
The Augite-molecule of the Diopside.

V. *Formation of Anorthite:*

$$Na_2Al_2Si_6O_{16} + CaSiO_3 = CaAl_2Si_2O_8 + 4SiO_2 + Na_2SiO_3.$$
Albite — Anorthite — Quartz

VI. *Formation of Carbonate-Scapolite:*

$$Na_2SiO_3 + CO_2 = Na_2CO_3 + SiO_2$$

$$Na_2CO_3 + H_2O + CO_2 + 3Na_2Al_2Si_6O_{16} = 2(NaHCO_3 \cdot 3NaAlSi_3O_8)$$
Albite — Carbonate-Marialite

$$3CaAl_2Si_2O_8 + CaSiO_3 + CO_2 = CaCO_3 \cdot 3CaAl_2Si_2O_8 + SiO_2$$
Anorthite — Carbonate-Mejonite — Quartz

In full agreement with the above series, therefore, the scapolite will become more and more predominant, the farther we follow the pegmatite-dyke, described above, towards its wedging out in the lime-stone.

Simultaneously, the composition of the feldspar is altered successively to about An_{80}—An_{85}, and in some few places, there have been observed in the narrowest veins among the scapolite, remains of bytownite-anorthite together with almost pure anorthite. As a rule, however, those pegmatite-dykes that are marked by the presence of bytownite become almost entirely scapolitisized, and the feldspars occur only as fragmentary remainders in the middle of the dyke. In these cases, the scapolite is megascopically extremely dense or sugargrained, of a milky-opaque colour, while the chlor-scapolite which had been formed at an earlier stage along the contacts is glass-clear and colourless, and displays, as a rule, radial structure. It is peculiar, however, that the breadth of the

diopside-contact zones is only slightly affected by the narrowing off of the dyke, and increases rather than diminishes, a feature that evidently lies in connection with the facts, firstly, that the temperature, even in the narrowest pegmatite dykes, has been more than sufficient for the formation of the diopside, and, secondly, that the iron for the formation of the diopside has been taken chiefly from the halogeneous-bound, extremely mobile iron of the hydatogeneous, gaseous pegmatite-magma. The increase that is noticeable in the narrower apophyses is probably the result, first, of the mica-percentage in the contact-zone increasing in consequence of all the mica concentrating there, while the pegmatite-dyke itself contains none at all, and, secondly, of a concentration of volatile alkali- and iron-rich constituents having taken place in the last residual-solution. This may also partly account for the diopside in the very narrowest dykes changing into pargasite, even if the first mineral to crystallize has always been the diopside.

The lower suite of dykes, which has been injected direct from the intrusion-layer and the seat of the magma, exhibits exactly the same diopside contact-zone as the upper dyke-series, although it is occasionally somewhat less concentrated, and more »diluted» and diffuse, this on account of the apatite and fluor-diopside (mansjöite) which, in this place, occur in quantities in the pegmatite-dykes.

This diopside-contact, however, being one of the grandest examples of symplektitic intergrowth of different minerals I have ever observed beneath the microscope, or have ever seen described, a detailed description of it here would, I think, not be out of place. As photographs are never able to fully illustrate the structure, I have endeavoured to give an idea of it by means of my drawing Pl. LXIII in addition to the photographs I have taken (figs. 74—78). The appended scale will serve to show the relative sizes of the minerals.

As will be seen by Pl. LXIII, the percentage of diopside-crystals in the limestone increases in the same degree that the contact is approached, at the same time that the size of the calcite-grains themselves increases, and all secondary tension-structures in the calcite disappear. Then, with very sharp boundaries, there is seen a phlogopite-like, brownish-yellow mica which, in its turn, is limited by a single-rowed string of »pearls», consisting of idiomorphic hexagonal apatite crystals.

On the other side of the apatite there occurs again a dense layer of

mica, the crystals grown at about right angles to the contact, and then a second string of apatite, which, in all essentials, is congruent with the first, although it is sometimes interrupted for short distances, and may in some instances be altogether missing. Bordering on the apatite and mica there follows a more or less massive diopside-zone, formed of large, uniform individual crystals which, towards the pegmatite, grade into a symplektitic intergrowth of diopside and chlor-scapolite, the diopside, however, constituting the main part of the structure. There also occur in the diopside some few titanite-crystals (fig. 102) and a rather large amount of leucoxene.

The next symplektite-zone is composed of long diopside rods in a groundmass of scapolite, the diopside here radiating at right angles to the contact-line and extinguishing uniformly within every individual scapolite crystal. The scapolite individuals are bordered by curved, sinuous limits towards the following scapolite-zone which, in its turn, has a similar boundary towards the pegmatite. This second scapolite-zone too, is also marked by ingrowths of diopside which, in this place, sometimes show a graphic character, although, in the main, it is orientated radially and extinguishes uniformly in agreement with the first scapolite-diopside zone.

The diopside is of a beautiful light-green, and the scapolite, which is a chlor-scapolite (v. the mineralogical description), polarizes in high colours.

Beyond the second scapolite-diopside zone there begins a third zone with scapolitic groundmass, but penetrated symplektitically and myrmekitically by beautifully »meandering» narrow rods of quartz. Towards this there sometimes borders a real bytownite-mymekite, bewilderingly similar to the scapolite-quartz-symplektite. As a rule, however, there begins here immediately a »pavement-structured» mass of bytownite-, quartz- and scapolite crystals, where the scapolite more and more diminishes and the feldspar gradually increases, the farther into the pegmatite one comes. Nearest to the scapolite-quartz-myrmekite, however, there is pretty frequently observed, forming a kind of connecting-link, some few graphic intergrowths of quartz and feldspars. In this place, the scapolite is a carbonate-scapolite (v. mineralogical description) and the explanation of this alteration is found in the above given reaction-formulæ. According to reaction II, HCl is released at the contact, in consequence of which, according to IV, the first chlor-scapolite formation takes place there, while the later carbonate-scapolitisation cannot occur before the formation of the anorthite and will therefore make its appearance, partly as a reaction-product between this latter and the diopside and partly

crystallized together with the anorthite, but, in consequence of the consumption of CO_2, concentrated, in this instance, towards the contact.

A similar contact-formation from Pargas, Finland, has been briefly described and photographed by LAITAKARI (20. p. 95). He does not seem, however, to have noticed the regularity I have found at Mansjö Mt. in the alterations between the different zones; at least, he says nothing about it.

Just as in the case of the upper pegmatite-dykes, the lower dyke-series, too, are accompanied by chondrodite-formation.

In this case, however, the presence of fluorine in the magma has been considerably more extensive, and the formation of chondrodite has begun most intensively in the immediate vicinity of the diopside contact, and continues from 10 to 20 *cm* into the limestone on both sides, both in the hanging-wall and in the foot-wall. The whole of the limestone-rocks is thoroughly pigmented with a light honey-yellowish chondrodite of the type which, in the mineralogical description, I have proposed calling »G-chondrodite», and which has been formed at the expense of the mica of the limestone, and has arranged itself pseudomorphically along its layers in the limestone.

This G-chondrodite is always perfectly fresh and of two varieties; the one, a somewhat dark-yellow, highly pleochroic and bordering on the B-chondrodite; the other, the light-yellow, main varity. The former is concentrated in a band a few centimetres broad, and lying about 3 to 5 *cm* from the diopside contact.

In the same narrow layer, which has certainly originally constituted one of the more concentrated mica-beds of the limestone, there have been developed greenish-black iron-spinel (ceylonite) crystals up to a couple of millimetres in size, which alternate with the G-chondrodite. They are beautifully crystallized in well-developed octahedrons, and, beneath the microscope, appear to be somewhat older than the chondrodite, as, in some few instances, they are enclosed by the latter.

The same spinel occurs, too, in the whole of the chondrodite-limestone, although as minimally sized crystals, and has evidently originated from the alumina-percentage of the mica, after the latter's magnesia has been employed in the formation of the chondrodite. The light colour of the chondrodite also points to the iron-molecules of the mica having emigrated mainly to the spinel.

The diopside- and mica percentages of the limestone have, too, completely disappeared from the greater part of the chondrodite-limestones. Only in the neighbourhood of the diopside-contact does there

remain any mica, but here in the form of beautifully crystallized greenish-yellow phlogopite-crystals of up to as much as 5 *mm* in diameter; this mica is evidently distinguished from the original biotite-mica by the thickness of its crystals in the direction of the c-axis, sometimes amounting to several millimetres.

This chondrodite-, spinel and phlogopite formation, consequently, like the crystallization of the amphodelite discussed above, is a metasomatic-pneumatolytic process. In order to elucidate whether any addition of magnesia has taken place here, I have determined the amount of chondrodite, spinel and mica by means of dissolving a large piece of chondroditic limestone, taken at right angles to the pegmatite contact, in diluted HCl. I obtained:

70.9 %	$CaCO_3$
22.2 %	$Mg_4Si_2O_8 \cdot MgF_2$
2.9 %	$(KH)_2AlMg_3Si_3O_{11}F$
4.0 %	$(MgFe)Al_2O_4$
100.0 %	

The magnesia-percentage of the chondrodite I have determined, in accordance with my own analysis (p. 381) at about 55 %. The magnesia-content of the spinel I have assumed, from its optical character, to amount to 20 %, while, according to the analysis carried out by Dr. SAHLBOM, the percentage of magnesia of the phlogopite is 27 %.

From this there is obtained a total magnesia-percentage of 13.2 % in the chondrodite-limestone, as compared with 0.95 % in the non-metamorphosed micaceous limestone. Consequently, a most essential addition of magnesia must have taken place, even if the chondrodite-limestone originally was rich in mica; this additional magnesia must principally have accumulated around the crystallization-centres formed by the original magnesia-bearing mica-beds in the limestone.

GOLDSCHMIDT (16. p. 215), has been unable to determine with certainty, in the Christiania field, if any addition of magnesia has taken place, and the difference between the Christiania field and Mansjö Mt. must consist in the essentially higher pegmatitic action that has taken place in the latter field.

The same state of things exists with regard to the addition of alumina which GOLDSCHMIDT, when discussing the formation of garnet, speaks of as »fraglich» but which, in the Mansjö Mt., appears to me to be a necessary condition for the explanation of the formation of the larger amphodelite-crystals that sometimes occur.

My idea, consequently, is, that the above-mentioned minerals have

arisen through metasomatic-pneumatolytic formation, in accordance with the following course of reaction:

The biotite is transformed into phlogopite through the supplying of FeF_2, simultaneously with the formation of iron-bearing diopside and spinel, in accordance with the formula:

$$4(KH)_3Al_3Mg_6Si_6O_{24} + 3FeF_2 = 6(K, H)_2AlMg_3Si_3O_{11}F + 3Mg \cdot FeSi_2O_6 + 3MgAl_2O_4$$

Biotite — Phlogopite — Diopside — Spinel

In the above, the formula of the phlogopite is assumed to be that calculated by R. BRAUNS (N. Y. Min. 1894, I. 231), and it agrees fairly well, too, with the analysis of the Mansjö-phlogopite given later on (p. 384).

In the field, this reaction corresponds to the phlogopite- and diopside-rich »bleached» zones outside the pegmatite-contact and the chondrodite-limestone in the lower and upper intrusion-zones. The alteration of the diopside existing in the limestone, from the »Nordmarken-type» to a green iron-bearing diopside, rich in hedenbergite-molecules, and its simultaneous quantitative increase can also be observed, both in the rock and beneath the microscope.

The phlogopite in the zone nearest to the pegmatite, where the addition of magnesia has taken place (simultaneously with the presence of an excess of water) is altered to chondrodite and spinel, thus:

$$2\{(K, H)_2AlMg_3Si_3O_{11}F\} + 10MgF_2 + 6H_2O = 2(Mg_4Si_2O_8 \cdot MgF_2) + MgAl_2O_4 + 16(H,K)F$$

Phlogopite — Chondrodite — Spinel

Under the microscope, there can also be observed real pseudomorphs of chondrodite after phlogopite.

The transformation that simultaneously takes place of the diopside into chondrodite can be explained by the following reactions:

$$MgSiO_3 \cdot CaSiO_3 + 4MgF_2 + 3H_2O + CO_2 = Mg_4Si_2O_8 \cdot MgF_2 + CaCO_3 + 6HF$$

Diopside — Chondrodite — Calcite

This reaction-course finds support in the observable recrystallizations of calcite in the chondrodite limestone, which recrystallizations are specially located to the previous mica-layers, which are determinable by the presence of spinel, and where, too, the formation of diopside has, of course, been greatest.

In the rock, therefore, the calcite in these layers is clearer and whiter, and there is seen most plainly the bedding as determined by the diopside which was present at an earlier stage.[1]

CO_2 must, of course, always have been present in the neighbourhood

[1] This is a parallel to the alteration of dolomite into calcite at Skyttgruvan (the Falu field), described by P. GEIJER. Sv. Geol. Unders. Årsbok 1916, p. 190.

of the contact, as a result of the reaction-courses on the contact-line itself, already expressed by the formulæ I, II and III.

The formation of the amphodelite, so far as it has occurred through the supply of alumina, can be expressed as follows:

$$CaCO_3 + 2AlF_3 + 2SiO_2 + 3H_2O = \underset{\text{Amphodelite}}{CaAl_2Si_2O_8} + CO_2 + 6HF$$

The above holds good for the rather large prismatic crystals, often several centimetres long, that occur in the limestone within some few centimetres from the pegmatite-contact. A typical example is the above-mentioned specimen in the collections of the Swedish State Mineralogical Museum, which has been described by FLINK.

The smaller crystals, which, as a rule, are only one or a few *mm* in diameter, are encountered in the »phlogopitisized» limestone, and there, are, as a rule, met with in the immediate vicinity of diopside grains. They can, however, be also supposed to have been formed direct from the spinel-molecules which were released on the transformation of the biotite into phlogopite, and this all the more as spinel is never found in the neighbourhood of amphodelite.

The diopside-formation described on a preceding page (p. 329) can, in such a case, be rewritten thus:

$$\underset{\text{Spinel}}{MgAl_2O_4} + \underset{\text{Calcite}}{2CaCO_3} + 5SiO_2 + FeF_2 + H_2O = \underset{\text{Amphodelite}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{Diopside}}{\begin{Bmatrix} Mg \cdot SiO_3 \\ Ca \cdot SiO_3 \\ Fe \cdot SiO_3 \end{Bmatrix}} + 2HF + 2CO_2$$

In addition to the phlogopite-diopside-chondrodite-amphodelite formation which it possesses in common with the upper pegmatitic intrusion, the lower pegmatite-dyke series have, however, a feature of special interest in the rich mineral-formations of grossularite, vesuvianite, wollastonite, apatite and fluor-pyroxene (mansjöite) which appear within the dykes themselves, the first two of these minerals also occurring as pneumatolytic formations in the limestone, outside the contact.

In distinction from the upper pegmatite-dykes, which have more the character of intrusive beds along the mica-layers of the limestone, the lower series of dykes has penetrated more violently and, apparently, at a considerably higher pressure, and has splintered and torn up the limestone layers.

In consequence, it contains, as might be expected, real fragments of limestone — more or less transformed into various minerals — mingled with scapolitisized fragments of feldspar, and with those fragments »floating» in a matrix which consists of a granular, aggre-

gatically crystallized, fine-grained, light-blue apatite and greenish-gray fluor-pyroxene (mansjöite).

In certain parts, the pegmatite-dykes are altogether altered into apatite- or pyroxene dykes — sometimes with a mingling of both, in which case, the pyroxene always occupies the centre part of the dyke. The pyroxene-dykes, especially, sometimes expand lenticularly, and the dykes become as much as up to three decimetres wide. Both the dyke-formations carry secondarily crystallized, large calcite rhombohedrons, the pyroxene-dyke, having, in addition, a monoclinic amphibole which is nearly related to the pargasite. The fluidal structure is mainly megascopical and no other observations can be made beneath the microscope than that the apatite-grains are usually found to be arranged stringwise in the longitudinal direction of the dyke, in accordance with what has been said in describing the diopside-contact, and also that the phlogopite mentioned below shows a decidedly fluidal arrangement.

The megascopic structure is determined, partly by the fluidal arrangement of the above-mentioned amphibolitic prisms, and also by the presence of a light, gold-shimmering mica arranged schlierically. This mica is evidently nearly related to the phlogopite, but I have not yet had an opportunity of making any detailed examination of the occurrence.

Within those parts of the pegmatite-dykes where the remains of feldspar are numerous, the grayish-green fluor-pyroxene begins to disappear and, as rule, becomes limited to a central zone only a few centimetres broad.

The dyke, and especially the breccia-like limestone-fragments lying in it, are, instead, intergrown by snuff-coloured crystals of vesuvianite, whose characteristic, rectangular cross-section is seen in the fracture-surfaces of the limestone, but which, in other respects, do not display any pronounced crystal surfaces. Sometimes there can be observed within the fragments of limestone, an alternating bedding of vesuvianite and beautiful brownish-yellow grossularite, which, megascopically, is bewilderingly like the B-chondrodite. The fragments, which are thus transformed sometimes into vesuvianite and sometimes into scapolite, are cemented together by the granular apatite, the faint blue colour of which, in the vicinity of the vesuvianite, becomes of a magnificent sky-blue hue. I have sought in vain, in the show-collections, both of the Swedish State Museum, the Musée Naturelle in Paris and the Natural History Museum in London, among the apatite-specimens exhibited there, for any corresponding transparent, light-blue coloured apatite.

The source of the blue colour is evidently connected, partly, at least, with the presence of vesuvianite. In those places where the scapolite occurs instead, the hue becomes markedly weaker, from which one may suppose that the colour is connected with the distribution of the chlorine between the calcium-silicate and the calcium-phosphate. As I have shown farther on, in the mineralogical descriptions, this supposition has found a confirmation in the chemical analyses (p. 387).

Structurally, this apatite displays beneath the microscope negative crystal boundaries, i. e., it has crystallized simultaneously throughout the whole of the mass (aggregatic crystallization), and one absolutely obtains the impression of a homogeneous fluid apatite-magma, and not of a successive recrystallization and alteration of the calcite brought about by the pneumatolytic action of fluorine.

I have the impression that the fluorine which accompanied the penetrating pegmatites, must have dissolved the calcite from the deeper parts of the limestone-bed, or out of other limestone-layers in the paragneiss, thereby giving rise to an apatitic hydogeneous, monomineralic magma which has crystallized aggregatically as a result of a rapid diminution of pressure, as described in detail during the discussion of the mineral paragenesis (p. 395).

Formerly, there have prevailed some doubts respecting the method of formation of the apatite-dykes occurring in the fundamental rock. P. GEIJER (15. p. 139) has discribed the apatite-dykes appearing in the quartz-porphyries of the Kiruna district as magmatic, and my own observations with regard to the apatite-dykes of the Mansjö Mt. lead, consequently, to a corresponding result. *But I consider they should be regarded as not of primary, but of secondary magmatic occurrence, created by the absorption, by the fluorine-bearing magma, of lime from the neighbouring rocks.* GEIJER expresses a similar view. I base this assumption on the fact that no corresponding dykes have anywhere been observed in the rocks surrounding the limestone, if we disregard the highly poikilitic intergrowth of the apatite and the amphibole in the eulysite close to the pegmatite-contacts, which feature, however, evidently stands in casual connection with the secondary lime-enrichment of the pegmatite, as a consequence of the absorption of silica by the fayalite.

The mineral-associations, too, appear to differ somewhat at the two occurrences, viz:

Mansjö Mt.:	*Kiruna:*
Apatite	Apatite
Diopside (Pargasite)	Hornblende
Bytownite (Anorthite)	Albite
Scapolite	Biotite
Vesuvianite (Grossularite)	Orthite
Phlogopite and other micas	Pyrite
Titanite	Titanite

The divergence is, of course, caused by the different genetic origin of the apatite-magma.

Hornblende, orthite, pyrite and titanite are very rare occurrences in Kiruna dykes. The same remark holds good for the Mansjö Mt., too, except as regards the titanite, which is found very generally immediately inside the diopside-contact, between the latter and the apatite.

The thicker the apatite-dyke is, the larger and the more numerously do the well-crystallized »envelope-shaped» titanite crystals occur. They are also found within the apatite-dykes, around fragments of altered feldspar, and at the edges of the fragments of limestone which are enclosed within green diopside contacts. There are also encountered »floating» in the apatite-matrix, badly limited scapolite crystals, several centimetres in diameter, which have been pigmented by titanite (leucoxene).

The fluor-pyroxene dykes possess the same magmatic character as the apatite dykes. Unless a careful examination be made, a distinction can sometimes hardly be noticed in the field between the two kinds of dykes, especially when the apatite lacks its characteristic blue colour.

Here, too, there has been formed a hydatogeneous pegmatite rest-solution, rich in halogens, which can best be characterized as a magma composed of about 89 % diopside and 11 % chondrodite, but which, on solidification, has obtained a monomineralic composition by the crystallization of a hitherto unknown coccolitic fluor-pyroxene, to which I have proposed to give the name m a n s j ö i t e (cfr. p. 357).

Here, then, there is found an analogy — already pointed out — to the eulysite-formation, and one that is further marked by the fact that, in both instances, there have been formed — as a result of the silicate percentage and the conditions of temperature — partly metasilicates (anthophyllite and diopside), and partly orthosilicates (fayalite and chondrodite). If the pegmatite had intruded rocks, rich in magnesia, and if, quantitatively, or in consequence of temperature

and pressure, the silica-percentage had been lower, then one might have expected to find, for example, pure chondrodite-dykes, similarly to the fayalite dyke in Gymåsberget.

As was mentioned above, wollastonite, too, occurs in the lower pegmatite-zone. It seems here to have been formed in the high-temperature places, i. e., along the contact between the great intrusive bed in the foot-wall of the limestone, and the limestone itself. Here it altogether replaces the scapolite found in the other contacts, and occurs inside the diopside contact in the form of an uniform snow-white wollastonite-fels, which has retained the original stratification of the limestone in the form of a marked crystallization-schistosity.

All the mica has disappeared from the limestone, and there has been formed instead a faint, light-brown grossularite, which occurs sparsely, arranged in lumps, together with diopside.

The grossularite also appears, in subordinate quantities, as already mentioned, in the fragments of limestone which, altered into vesuvianite, occur in the pegmatite dykes, and also together with the vesuvianite, outside the contacts in the limestone.

It may be imagined as having been formed in the various cases in accordance with the following course of reaction:

In the wollastonite-fels:

$$\underset{\text{Biotite}}{2\{(KH)_3Al_3Mg_6Si_6O_{24}\}} + 21CaSiO_3 = \underset{\text{Grossularite}}{3Ca_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{Diopside}}{\begin{Bmatrix} 12Mg \cdot SiO_3 \\ 12CaSiO_3 \end{Bmatrix}} + 3(KH)_2O$$

In the limestone fragments:

$$\underset{\text{Anorthite}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{Calcite}}{2CaCO_3} + SiO_2 = \underset{\text{Grossularite}}{Ca_3Al_2Si_3O_{12}} + 2CO_2$$

The vesuvianite, which occurs analogously, has been formed, partly by continued reaction between the grossularite, the calcite and silica — of which action, the innumerable small garnet-flakes within the vesuvianite give evidence — and partly possibly by being crystallized direct out of the magma, in which latter case it always shows homogeneous structure and some signs of crystal boundaries.

In both cases the reactions will be as follows:

$$\underset{\text{Grossularite}}{3Ca_3Al_2Si_3O_{12}} + 3CaCO_3 + SiO_2 + F \cdot OH = \underset{\text{Vesuvianite}}{2Ca_6Al_3Si_5O_{20}(F \cdot OH)} + 3CO_2$$

$$\underset{\text{Anorthite}}{3CaAl_2Si_2O_8} + 9CaCO_3 + 4SiO_2 + F \cdot OH = \underset{\text{Vesuvianite}}{2Ca_6Al_3Si_5O_{20}(F \cdot OH)} + 9CO_2$$

As this shows, the vesuvianite formation occurs chiefly at the expense of the calcite, and in this fact lies the explanation of vesuvianite being met with, both in the limestone-fragments in the pegma-

tite-dykes and also in the limestone outside these, but never in the anorthite-fragments in the pegmatite-magma. The anorthite-molecules have emigrated to the calcite, but, on the other hand, there has been no transference of the calcite to the anorthite.

That vesuvianite which has been formed in the limestone outside the contact, must either be a mineral-formation originating from the biotite via grossularite — to which the remains of the latter mineral bear witness — or else must form a new crystallization made possible through a transport of the alumina, via the amphodelite, of which process the evident amphodelite remains in certain thin-sections give evidence. The course of both reactions is shown immediately by the combination of the formulæ given above, the amphodelite thereby replacing the anorthite.

I have now described the pegmatite-dykes in the light of their characteristic mineral-formations. But there occur, in addition, a number of accessory minerals in unimportant amounts or without that regularity which distinguishes the typical minerals. Of the former I shall give an account farther on in the mineralogical description of the contact-minerals of the Mansjö Mt.

The Skarn-formation at the Contact between the Limestone and the Crystalline Schists.

In addition to the contact-zones around the pegmatite-dykes just described, the Mansjö Mt. limestone also exhibits, as before mentioned, a skarn-zone of later formation towards the paragneiss of the hanging-wall. Taken as a whole, it can be described as a repetition on a ten-fold scale of the conditions existing in the diopside-contacts, which have been shown to have come into existence by pneumatolytic and metasomatic actions accompanied by an accretion of heat. The core of mica of the diopside-contacts is wanting, however. The skarn-zone in question is found best developed in the neighourhood of the eulysite (cfr. p. 283).

Fig. 57 shows some of this zone, exposed at the south-eastern part of the limestone layer. Beginning with the limestone we encounter first of all a steadily increasing diopside-percentage, but notice an absence of phlogopite and the regular »strings» of apatite in the contact. The limestone undergoes, on the contrary, a successive alteration into a sometimes radial, glassy chlor-scapolite. These scapolite-formations consist of prismatic crystals grown at right angles to

the stratification of the limestone, and provided with rounded but still fully determinable prismatic and basal faces. They are from 2 to 3 *mm* in size.

These scattered individual scapolite-crystals are surrounded by prismatic columnar diopside-crystals which grade into a dense contact-zone of pure diopside-fels, which is as much as from 3 to 5 *cm* in thickness; and which is symplektitically intergrown by scapolite. This diopside-fels alters with a sharp contact into a garnet-skarn rock, consisting of garnet, scapolite and quartz, in an extremely fine granular and dense intergrowth. The layer of garnet-fels, which is from 3 to 5 *cm* thick, grades into quartz of increasing purity, with large scapolite crystals, which latter minerals finally form a zone of lenticular quartz-scapolite »augen», with a greatest breadth of 3 to 5 *cm*.

Outside of the quartz-scapolite rock there commences a strongly schistose paragneiss which gradually becomes poorer and poorer in garnet and grades into the normal type. Some few crystals of vesuvianite, colourless in thin-section, and with extremely good crystal boundaries, have been observed near the limestone-contact. Where the gneiss-bed between the limestone and the eulysite is very thin, there has taken place in several instances a complete scapolitization of the gneiss.

The development of an extremely strong schistosity of the paragneiss close to the contact gives a strong impression of a crystallization-schistosity produced by temperature-metamorphism; a schistosity of quite the same kind as that, already described, of the wollastonite-fels. The vesuvianite- and scapolite formations plainly show that an essential addition of halogens has taken place, and also that, on the occasion of this addition, the chlorine had mainly been bound by the gneiss, thus indicating a movement through the gneiss towards the contact and not in the reverse direction.

From the description of the contact there is deduced, therefore, that, as compared with the diopside-contacts of the pegmatite dykes, the diopside-formation and the binding of the halogens and, consequently, the contact-reaction, too, must have progressed in reverse order, i. e., towards the limestone. This can scarcely be explained in any other way than by assuming that the addition of material and heat has come from the gneiss-side, and that the columnar crystals of diopside and scapolite have grown in the same proportion that iron-, chlorine- and silica-molecules penetrated into the limestone.

In the case of the pegmatite-dykes, where the diopside has grown from the limestone towards the pegmatite, the lime-molecules have

been transported into the acidic magma by the mediation of the diopside as long as this was made possible by the temperature of the reaction-heat retreating towards the centre of the dyke.

The circumstances observed are, consequently, an indirect proof of the hydatogeneous eruptive genesis of the eulysite (cfr. p. 283), no pegmatite-dykes being found within the eulysite massive of such dimensions, that they could be imagined as able to react, by means of thermo-metamorphism and the transport of halogens, on the whole of the gneiss-contact in the above-described fully uniform way. And where these pegmatite-dykes are anywhere observed to cut across the contact of the »eulysite-gneiss-limestone», they exhibit in the limestone merely the normal, narrow diopside-contacts. In addition, the mineral formations of the limestone-gneiss contact must have arisen in consequence of a dominating addition of chlorine, while the apophyses of the gneiss-granite have previously been shown to contain mainly a predominant fluorine-percentage. The eulysite, on the other hand, has, according to my theory, been formed under the liberation of HCl at the moment of solidification.

Close to the gneiss-contact, at a couple of places where a pegmatite-dyke, coming from the eulysite, has cut through the gneiss and limestone, there is, in addition, a contact-mineral formation which deserves mention. There have been formed here large grossularite-aggregations (fig. 54), measuring as much as several decimetres across, and nearly related to the romanzovite, from Finland, described by NORDENSKJÖLD. They are of a beautiful light brown colour, with dense fracture and without crystalline surfaces, and are intergrown by longitudinal brownish-black vesuvianite prisms with well developed prismatic faces, but without any measurable terminal faces on the few crystals I have encountered. The occurrence appears to be analogous to the intergrowth of vesuvianite and garnet at Pargas, described by LAITAKARI (20. p. 80), and is a repetition on a large scale of the alternation between vesuvianite and garnet in the dyke-fragments already mentioned in the description in the previous chapter of the apatite-dykes. It is possible that, in the present instance, the subordinate fluorine percentage, together with a lower temperature, has resulted in the reaction of the anorthite with the calcite and silica ending with the formation of grossularite, and that it has only been at some few places that the fluorine has been sufficiently concentrated to be able to transform the grossularite into vesuvianite.

All the contact phenomena just described above, both at the pegmatite- and at the gneiss contacts, can best be observed at the »Stora

Kalkbrottet» and at the new quarry I have had blasted to the south-east of the first. At the central quarry called »Kalkugnen» and at the north-west quarry, the stratification dips from a sharp incline to a nearly perpendicular position, and the cross section is for the most part concealed by mould and masses of fallen stones that have accumulated during the course of years. This surface-covering has, however, been removed in a few places for the purpose of investigating whether the conditions are constant throughout the whole of the limestone layer. This has proved to be so, even in details.

The Mineralogical Description of the Contact-Minerals of the Pegmatite Dykes and the Limestone of the Mansjö Mt.

Division into Exogenous and Endogenous Minerals.

The contact-minerals of the Mansjö Mt. are of two classes; the one, such as have arisen without pneumatolytic addition of minerals; the other, such as have been formed partly by pneumatolytic action. The former minerals (I), then, have been formed, during the contact-metamorphism, from the component parts of the rocks (limestone or pegmatite) themselves, without any supply of material from the exterior rocks. The latter class (II) of minerals, on the other hand, has originated from the addition of such material.

The primary minerals of each class that have hitherto been observed by me are:

I	II
Pyrite	—
—	Fluorite
Quartz	—
Rutile (needles in biotite)	Rutile (needles in vesuvianite)
Spinel	—
Calcite	Calcite
Microcline	—
Albite and plagioclase (acid)	Plagioclase (basic)
—	(Amphodelite)
Diopside	Diopside (Hedenbergite-bearing)
—	Mansjöite (Fluor-diopside)
Wollastonite	Wollastonite
—	Pargasite
Grossularite	Grossularite (andraditic; sometimes magnesia-bearing)
—	Scapolite
Vesuvianite	Vesuvianite
Zircon	Zircon
—	Orthite
Prehnite	Prehnite

I	II
—	Chondrodite
Phlogopite (probably sodium-bearing)	Phlogopite
Potassium-Mica	—
Titanite	Titanite
Apatite	Apatite

I have given the minerals in the order in which they stand in DANA's Mineralogy. It is very probable that, in the course of time, and when fresh blastings have been carried out at the limestone-quarries, this list of minerals will be essentially increased.

Special attention should be paid to the fact, that in spite of the intimate agreement which, in many respects, appears to prevail between the limestone of the Mansjö Mt. and the celebrated occurrences at Pargas, it has not yet been found possible to prove the existence of graphite in the former, while, too, the pargasite is of but rare occurrence, and then within restricted localities, which are distinguished by characteristics pointing to a relatively very rapid increase of pressure on solidification.

Taken in the main, all the reactions within the exposed parts of the contact-occurrences of the Mansjö Mt. appear to have led to the formation of pyroxene with the exclusion of the amphiboles, as will be discussed further in the chapter dealing with the mineral paragenesis.

It has not been possible to carry out any measurements of the crystals of the Mansjö Mt., as it is only exceptionally that they are developed with measurable crystal faces. The rare measurable crystal-material I have collected up to the present is, therefore, too incomplete and fragmentary to be of any crystallographical value, and has therefore been laid aside for the present for eventual treatment later on, if it is found possible to obtain additional and sufficient proper material.

Physical, Chemical and Optical Properties of the Minerals.

Pyrite.

Pyrite occurs extremely rarely in the Mansjö limestone quarry. No addition of sulphur through the pegmatite-dykes appears, on the whole, to have taken place, as the pyrite seems to be wanting in the dykes, altogether.

On the other hand, an examination with the microscope shows some solitary pyrite-grains in the limestone, which are evidently derived from a — relatively to the pegmatite-dykes — primary sulphur or

pyrite content of the limestone. The grains, as a rule, are badly limited and have no crystals faces.

In the vicinity of the large pegmatite apophyses though, where the coarsely crystalline structure of the limestone points to a powerful recrystallization, the pyrite-grains, too, appear recrystallized, as they there show evident crystal boundaries.

Whether the pyrite is to be regarded as being genetically connected with the limestone, or whether its presence is possibly due to an addition of sulphur in connection with the formation of the eulysite, I have been unable to decide.

Fluorite.

In contrast with the Pargas-deposit, the Mansjö fluorite occurs extremely rarely, and has been observed only in two instances,[1] and then microscopically, in the shape of small violet grains in highly scapolitisized pegmatite in the neighbourhood of faintly blue-green apatite, and in the large intrusive granite-pegmatite-bed under the limestone.

The same seems to be case at Kirmonniemi, in Finland (18) and it is, of course, remarkable, with the high fluorine percentage which has evidently accompanied the pegmatite-magma, that the mineral does not occur in larger quantities.

No determinations of refraction or chemical composition have, consequently, been carried out.

Quartz.

Quartz is altogether wanting in the Mansjö limestone outside of the pegmatite-dykes, forming, in this respect, a contrast to the Pargas occurrence (20. p. 24).

The violet secondary quartz has already been spoken of, when describing the dykes (p. 325).

On heating this latter quartz the colour disappears.

In order to determine whether the temperature of the quartz at the moment of crystallization had been a different one in different parts of the dykes, I polished and etched two large quartz grains, one colourless, taken from the upper dyke series at the intersection of the limestone and one, violet coloured, taken well within the dyke about 4 metres within the limestone border.

The first one showed irregular twinning lines and has thus origi-

[1] Since writing the above I have found, within the golden-yellow phlogopite in a mansjöite dyke, some small violet flakes of fluorite.

nally probably crystallized as β-quartz, above a temperature of 575° C; the second one showed a regular, sharply marked twinning, and had consequently been formed below 575° C.[1]

LAITAKARI has correspondingly investigated the quartz of the Pargas limestone, and has found it to have crystallized above 575° C.

I have measured the specific weight of the two species of quartz and have obtained the following values:

Quartz, originally crystallized as β-Quartz: 2.652
Quartz, » » » α- » : 2.662

Spinel.

The spinel occurs in the G-chondrodite-rich limestone, on both sides of the pegmatite-dykes of the lower zone (fig. 63). It is found as sharp-edged blackish-green octahedrons, with a greatest diameter of 4 *mm,* which lie in thin layers stratified in the limestone, these layers following the original stratification of the mica. Its mineral-association consists of calcite, G-chondrodite and phlogopite. The ilmenite, pargasite and scapolite which are found in its company in the Pargas-occurrance are wanting (20. p. 41).

In thin-section, the colour is a beautiful light greenish-blue, and no pigmentating ore-mineral enclosures at all have been observed. On the other hand, the spinel encloses both calcite- and phlogopite crystals, which exhibit highly rounded corroded forms. In its turn, the spinel is enclosed by the chondrodite and, in these instances, has no crystal boundaries.

In comparison with the Pargas-spinel the following values have been determined:

	Mansjö (ECKERMANN)	*Pargas* (LAITAKARI)
	Sp. wt.$_{(15°)}$ = 3·683	Sp. wt.$_{(14°)}$ = 3·841
	Refraction (immersion) n_{Na} = 1·720	n = 1·727

I have not carried out any analysis except the determination of FeO, which I have found to be 9.60 %. From the above values, it would appear as if the Mansjö-spinel was poorer in iron than the Pargas-mineral, but still might be classified as p l e o n a s t e or c e y l o n i t e. In other respects, however, it is probably nearly related to the green Pargas-spinel.

Microchemically I have also discovered the presence of a con-

[1] The temperature has probably been somewhat higher, as the transformation point between α- and β-quartz is moved about one degree upwards for each increase of 100 atm.

siderable percentage of alkalis, — which seems to constitute quite a unique feature of the Mansjö Mt. spinel, as not a single one of the analyses of spinel given by DANA shows that component. A complete analysis of the Mansjö spinel is in progress and will be published later.

Calcite.

The contact-metamorphic, coarsely crystalline habit of the primary calcite has already been described in connection with the limestone.

Calcite is found however, as an exogenic contact occurrence in the form of crystals which have been developed in the fluorine-bearing diopside mbagma in the mansjöite-dykes. It is probable that the diopside-magma, when at a higher temperature, has obtained an excess of CaO + CO_2 transferred from the limestone, and that this excess has crystallized during the solidification of the dykes, as stated in the description of the formation of the prehnite, page 378. The phenomenon is analagous to the impression GOLDSCHMIDT received, on the study of the Christiania field, of a calcareous spar that had been dissolved in the magma and afterwards recrystallized (16. p. 283).

It is also imaginable that, before solidification, an originally higher chlorine or fluorine percentage in the magma has been diminished by the distillation of these mineralizers into the surrounding limestone and their binding in scapolite- and chondrodite formations, whereupon the corresponding excess of lime has reacted with the CO_2-percentage which must certainly have been present in the magma, and has thus crystallized as calcite.

This calcite, which is perfectly transparent and clear, exhibits beneath the microscope no stress-deformations, and has a specific weight of 2.729. This figure is somewhat lower than that already given for the calcite of the non-metamorphic limestone, viz., 2.773. It is probable that this is connected with the possibility that the lime which has been recrystallized in the form of a contact-mineral contains a somewhat lower percentage of heavy metal-oxides as impurities, or a somewhat higher percentage of magnesia. I have not carried out any analysis, however.

Microcline.

The microcline of the gneiss-granite shows an increase in the size of the crystals in the pegmatitic apophyses. Its optical and physical constants have been shown to be the same as those that were

determined and given above for the main rock (p. 222). I have been unable to find any other values for comparison with the Pargas microcline than that of the specific weight which, in the case of the Pargas mineral, has been determined by WIIK (40) at 2.577 as contrasted with 2.556 for the Mansjö occurrence.

As I have already mentioned, the albite separates out of the pertitic microcline in the same proportion that the pegmatite dykes grow narrower and alter their composition (cfr. p. 325) and it is then concentrated along the contacts, between the grains of microcline, where it becomes more and more anorthitized. The plagioclase rings thus formed around the grains of microcline become larger and coalesce, thereby giving rise to plagioclase crystals of gradually increasing dimensions. Finally, the microcline is seen only in the form of residuums within the plagioclase crystals, and one is able to perceive how these remains sometimes belong to two or three microcline individuals, each extinguishing uniformly. The perthite has been transformed into an antiperthite. At the same time, the microcline begins to be decomposed as a result of the metasomatic reaction mentioned on a previous page (p. 327), and to be transformed into mica.

Plagioclase.

As has already been described, the plagioclase occurs in one unbroken, determinable successive series, from An_{24} up to An_{85} and, exceptionally still higher An-values, but, in these latter instances, the pigmentation occasioned by decomposition has made the determinations uncertain.

About An_{38} there has been observed a position where the plagioclase appears to be of homogeneous composition. With lower values of An, the crystal kernel is more basic than the shell — as in the case of the main rock, — while, with higher An-values, the kernel is acid and the shell basic.

A definite equilibrium appears to be again attained at An_{85}, where the plagioclase is fully homogeneous, clear and transparent, and without any symptoms of alteration. It has been found to possess the following optical characteristics:

$2V_{Na} = -77°10'$

$\beta_{Na} = 1.575$ (determined according to NIKITIN on the turning-stage).

Extinction: $\perp$ (010) and (001): $+40°$
on (010) : $-32.5°$

Twinning: As a rule, only the albite-law, the pericline-law being very rare.

The same observation of definite equilibrium-positions during the contact-metamorphism, has been made at an earlier date by GOLDSCHMIDT (16. p. 300) in the Christiania field. He mentions how a certain border-plagioclase appears to be present, where no zonal chemical construction exists.

In the instance given above I have determined two such border cases:

$$An_{38} \text{ and } An_{85}.$$

Finally, I have observed in a couple of determinable cases, that alteration has proceeded as far as to pure anorthite, with the composition An_{95}—An_{100}.

The readings of the theodolite-microscope have, however, been exceedingly difficult to carry out with exactness, in consequence of the pigmentation of the anorthite.

This anorthite has the following values:

Extinction on (010)	− 35°
» ⊥ (010) and (001)	+ 43½°
Optic axial angle: $2V_{550}$ =	+ 77°05′.

Amphodelite.

The amphodelite occurs in the mica-poor limestone zones, and close to the pegmatite-dykes, especially in the hanging-wall of the upper series, in the form of small, pink, badly developed crystals, from 2 to 4 *mm* in diameter. It is found in the lower dyke-series too, in the narrow, wedging-out apophyses, as dense masses of dirty red or reddish violet colour.

Fig. 104 shows a microphotograph across such an »amphodelite-dyke» which, is limited on both sides towards the limestone by the apatite-strings, the vesuvianite and the diopside and, consequently, evidently constitutes nothing else than an extremely altered pegmatite-dyke, poor in quartz.

Beneath the microscope, the amphodelite exhibits aggregatic polarization, with the polarization-colour of calcite, but, in the rock. it is considerably harder than the latter, or H = 4—5. Sometimes there may be noticed an incipient recrystallization in the form of radiating, fibrous, partly low and partly high polarizing aggregates. The former are possibly a serpentine- or talc-formation produced by the decomposition of the diopside; the latter are evidently prehnite

crystals. In some few thin-sections it has still proved possible to distinguish glimpses of the lamellar twinning of the plagioclase, which, in such instances, has always shown a composition of almost An_{90}—An_{95}, although the determinations have been more a matter of guess-work than actual facts (fig. 72).

It has already been shown by WIIK, however, that amphodelite is an altered anorthite substance, and further evidence of this is the previously mentioned amphodelite crystal from Mansjö Mt. now in the Swedish State Museum's collection, which has been described by FLINK (13. p. 168).

This crystals is 2 $^1/_2$ *cm* long and 1 $^1/_4$ *cm* broad, and is limited by (001), (010), (110) and (110). The faces are somewhat rounded, but reflecting and determinable. In consequence of the whole of the central part of the crystal being enclosed by limestone, it has proved impossible to measure the crystal directly on a goniometer, however. A determination of the optic constants would be possible, as it is of a clear, transparent red, but as the mineral is the only fresh crystal ever found at Mansjö, it cannot be sacrificed, of course.

By kind permission of the late Professor HJ. SJÖGREN and with the help of N. ZENZÉN, Phil. Lic., assistant at the Museum, I have been allowed to remove from the crystal some few small fragments, for the purpose of determining the refraction by immersion. This was found to be:

$$\alpha = 1.576$$
$$\beta = 1.584$$
$$\gamma = 1.589$$

The specific weight was determined at 2.751.

By means of measurements on a fresh feldspar individual from a small specimen of Mansjö rock in the State Museum, FLINK has determined the extinction on (001) at 34 $^1/_4$° and on (010) at 39 $^3/_4$°, and has evidently measured the same anorthite which I found constituted the extreme limit of the determinable contact alteration of the plagioclase. FLINK's deduction that amphodelite is nothing but an anorthite has, consequently, been fully confirmed by my own observations.

For the purpose of still further verifying this deduction, and also of finding a directive for the recognition of the pigmentating transformation-product, I have obtained an analysis executed by Dr. SAHLBOM, of material I had collected (Analysis I).

This material consisted of small crystals taken along the upper

pegmatite dyke; they were all opaque and pigmented in thin-section. Remains of the lamellar twinning according to the albite law could be clearly distinguished, however.

	I	I a	II	III
SiO_2	44.51 %	74.18	45.80 %	45.23 %
Al_2O_3	27.90 %	27.36	35.45 %	34.24 %
Fe_2O_3	1.41 %	0.88	FeO 1.70 %	1.16 %
MgO	2.34 %	5.85	5.05 %	0.20 %
CaO	13.45 %	24.02	10.15 %	11.83 %
K_2O	3.27 %	3.48	—	3.38 %
Na_2O	1.29 %	2.08	—	1.22 %
Fl	0.24 %	1.26	—	—
Cl	0.00 %	—	—	—
H_2O	5.51 %	30.01	1.85 %	1.88 %
	99.92 %		100.00 %	99.14 %

I. Amphodelite from Mansjö Mt. Anal. Dr. SAHLBOM.

I a. Molecular proportions of I.

II. Amphodelite from Lojo (Finland). Anal. NORDENSKIÖLD. Berzelius Jahresb. 1831. 174.

III. Anorthite from Malgola (Predazzo). Anal. J. LENSBERG. Z. Dtsch. Geol. Ges. 24. 188 (1872).

The high water-percentage indicates the alteration-stage, while the fluorine indicates the pneumatolytic genesis of the amphodelite, i. e., the addition of alumina. It is remarkable that, in spite of the very high H_2O-percentage, the alteration has not progressed farther than that it still permits the observation of the lamellæ-system under the microscope. A similar observation has been made by DES CLOIZEAUX, with respect to altered anorthite from Tunaberg (Ann. chim. phys. 1876. 9. 65).

If the water- and fluorine percentages be neglected, the amphodelite, consequently, stands chemically near the Predazzo anorthite (Analy. III), and its character of an altered anorthite is thus confirmed, although no more than 67 % of its composition actually consists of pure anorthite silicate. On the other hand, it has been impossible to determine its pigmentating transformation-products by the analysis, but they probably consist of highly hydrated lime- and magnesia-alumina silicates. This opinion is supported by the prehnite-formation in the dense amphodelite-masses within the pegmatite dykes, and also by the evident talc-aggregations connected with them (fig. 73).

The composition of the fresh amphodelite crystal in the State

Museum, therefore, may be assumed to constitute a highly alkali-bearing anorthite, specially rich in sodium and fluorine, the red colour of which must be ascribed to the ferric-oxide percentage. Whether this latter occurs in the form of an isomorphous ferric-oxide-anorthite, in accordance with HILLEBRAND's hypothesis, put forward at the discussion of the composition of Babingtonite and also considered probably by DOELTER (8. II. 2. p. 988), remains, on the other hand, an open question.

As consequently, from its characteristic colour and its fluorine-percentage, the amphodelite must be considered as entitled to be distinguished by an individual mineral name, I propose, for this reason, to employ exclusively the one I have hitherto used in this paper.

At earlier dates, quite a number of different names have been given to the mineral, such as Rosite, Rosellan, Polyargite, Pyrrholithe, Diploite, Latrobite etc., of which rosite is probably the one that has been most employed. But »rosite» has, at the same time, been used to denominate Chalcostibite (HUOT, Min. 1. 197. 1841) and also to distinguish altered pargasite (DANA. A. Syst. o. Min., p. 398).

The name I have adopted — amphodelite — has previously been proposed by NORDENSKJÖLD (Pogg. Ann. 1832. 26. 458), in describing crystals from Lojo, or, i. e., the same mineral the analysis of which has been given above, under II, and its exclusive employment does away with the confusion caused by the various readings of »rosite».

The mineral paragenesis of the amphodelite is: quartz, calcite, plagioclase, diopside, mansjöite, pargasite, grossularite, scapolite, vesuvianite, prehnite, phlogopite, titanite and apatite.

Diopside.

Diopside occurs, sometimes as a megascopically faint-brown, but, in thin-section, colourless type, which has already been described in connection with the limestone, and sometimes in a light-green form, mentioned above in connection with the pegmatite- and gneiss contacts.

It is just to these contacts, too, that the occurrence of the green diopside is chiefly limited, although it is also found in connection with vesuvianite-garnet formations in the apatite-dykes, as a reaction rim around every original limestone fragment. I have also observed it in the contacts towards the brown lime-garnet occurrences (the romanzowite) in the great limestone quarry.

In thin-section, the diopside is of a pale greenish colour, and very

faintly pleochroic and, in the rock, grayish-green. As an enclosure in the grossularite it sometimes assumes a clearer dark-green colour. The optical character and the dispersion, as well as the position of the axial plane are normal.

The following determinations have been carried out:

	Mansjö Diopside. (ECKERMANN.) I.	II.	*Pargas Diopside.* (Ersby.) (LAITAKARI.)
Axial angle $2V_{Na}$ (Obs.)	= 61°55′	59°06′	59°44′
$2V_{Ta}$ (Obs.)	= 61°26′	—	—
$2V_{Na}$ (Cal.)	= 61°26′	58°58′	—
Birefringence $(\gamma - \alpha)_{Na}$ (Obs.)	= 0.0272	0.0289	0.0291
$(\gamma - \beta)_{Na}$ (Obs.)	= 0.0201	0.0219	0.0220
$(\beta - \alpha)_{Na}$ (Obs.)	= 0.0071	0.0070	0.0070
Refraction α_{Na} (Cal.)	= 1.6878	1.6811	1.6923 (Obs.)
β_{Na} (Cal.)	= 1.6949	1.6881	1.6994 (Obs.)
γ_{Na} (Obs.)	= 1.715(0)	1.710(0)	1.7214 (Obs.)
Extinction $c:\gamma$	= 41.6°	40.2°	43°18′
Specific weight	3.291	3.281	3.42

The above values under I hold good for the green diopside in the contact itself between the pegmatite dyke and the limestone; the values given in II are those for the lighter green diopside within the limestone, in the zone where the pneumatolytically-formed vesuvianite occurs. The latter diopside is in good agreement with the Pargas diopside. I have found, however, that the optical characteristics of the Mansjö lighter green mineral varies somewhat in different parts of the occurrence, this certainly being the result of the higher or lower percentage of hedenbergite-molecules. I have already alluded to the »bleaching» of the diopside, which is occasioned by new mineral-formations consuming iron. A typical example is given by the diopside rods of the contacts, which endogenous parts are more strongly coloured than the exogenous. The highest observed variations of the axial angle and the extinction do not amount to more than ± 30′, however.

On the other hand, the former determination given under I differs considerably from the Pargas mineral, and shows a relation to the augites, both as regards the greater angle of extinction and the axial angle. For the purpose of elucidating whether this contact-diopside actually contained any large proportions of magnesia supplied by the pegmatite, Dr. SAHLBOM carried out for me an analysis (I) of this diopside, whilst I myself analyzed the normal diopside (II):

	I	I a	II	II a	III	IV	V
SiO_2 . .	50.83 %	84.72	53.91 %	89·85	49.70 %	55.40 %	51.80 %
Al_2O_3 .	7.07 %	6.93	1.56 %	1·53	1.73 %	2.83 %	6.56 %
Fe_2O_3 .	0.54 %	0.34	—	—	4.76 %	—	—
FeO . .	7.51 %	10.43	4.10 %	5·69	10.61 %	2.25 %	6.92 %
MgO .	8.01 %	20.02	17.10 %	42·75	9.61 %	22.57 %	12.01 %
CaO . .	26.05 %	46.51	22.65 %	40·45	22.67 %	15.70 %	19.07 %
K_2O . .	0.15 %	0.16	not det.	—	0.19 %	—	—
Na_2O .	0.20 %	0.32	not det.	—	0.43 %	—	—
TiO_2 .	0.00 %	—	not det.	—	0.43 %	—	—
H_2O . .	0.00 %	—	0.18 %	—	0.13 %	MnO = 0.39 %	1.02 %
	100.36 %		99.50 %		100.26 %	99.14 %	97.38 %

I. Mansjö diopside from pegmatite-contact. Anal. N. SAHLBOM.

I a. Molecular proportions of I.

II. Mansjö diopside from the limestone, one decimetre outside the contact. Anal. H. v. ECKERMANN.

II a. Molecular proportions of II.

III. Black Pargas-diopside from Ersby, Finland. Anal. A. LAITAKARI (20).

IV. Green Pargas-diopside from Storgård, Finland. Sp. wt. 3. 27. N. NORDENSKIÖLD (24 p. 75).

V. Blackish-brown pyroxene from Ersby, Pargas. Anal. N. NORDENSKIÖLD (24).

From the above it is seen that while it is true that the Mansjö-diopside, Type II, analysis II, is essentially poorer in iron than the Pargas-diopside from Ersby (III and V), still, it shows, by its agreement in alumina-percentage, a certain chemical relationship to the latter, and can, both chemically and optically, be referred to the typical diopsides. It approaches the Pargas-diopside analysed by NORDENSKIÖLD and given under IV, but the age of this analysis would probably make a direct comparison somewhat unreliable.

The Mansjö diopside of Type I agrees in its analysis with the optical determination, standing, as it does, on the border to the augites. The alumina-percentage is essentially higher than that given in LAITAKARI's analysis, and also exceeds the blackish-brown Ersby-pyroxene (Anal. V.) analyzed by NORDENSKIÖLD with which, otherwise, it is chemically related. There exists on the other hand, a remarkable likeness in the proportion CaO: MgO, which may possibly be considered as characteristic.

If the composition of the two diopsides be calculated from the analyses in accordance with TSCHERMAK's formulæ, there are obtained, as compared with LAITAKARI's calculation of analysis III:

	I (*Mansjö*) %	II (*Mansjö*) %	III (*Pargas*) %
$Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$	79.66	95.45	86.00
$(Ca, Mg, Fe)(Al, Fe)_2SiO_6$	15.04	3·27	9.37
$(Na,K)_2Fe_2Si_4O_{12}$	2.37	—	4.22
	97.07	98.72	99.59

Analyses I and II give, besides, an excess of SiO_2 amounting to 3.48 % and 0.6 % respectively. As the analysis-material in both instances had been picked clean with the extremest care, and as it had not been possible to observe any free quartz enclosed in the diopside, it is probable that this excess of quartz should be regarded as a solid solution of $Si\ O_2$ in the diopside. A similar excess of quartz is found when calculating several of the analyses of diopside given in the literature.

The mineral paragenesis of the diopside is as follows: quartz, calcite, plagioclase, wollastonite, pargasite, grossularite, scapolite, vesuvianite, phlogopite, titanite, apatite, zircon and prehnite.

Mansjöite (fluor-diopside).

The mansjöite occurs as granular crystal grains in pyroxenitic facies of the pegmatite dykes, where it forms an actual mansjöite-fels.

The mineral exhibits no normally developed crystal faces, but, like the apatite in the apatite-dykes, is crystallized aggregatically, with negative crystal faces (fig. 91). It presents the same habit as the coccolitic pyroxenes.

Megascopically, the mansjöite is a grayish-green and, in thin section, colourless without any observable pleochroism. The axial dispersion is very evident, with $\varrho > v$, and all the determinations have had to be carried out in monochromatic light. The mineral is monoclinic with the axial plane parallel to (010).

The following values have been determined:

Mansjöite from Mansjö Mt. (ECKERMANN.)	*Diopside from Ala.* (DES CLOIZEAUX.)
Axial angle $2V_{Na}$ (Obs.) = 58°20′	$2V_{Na}$ = 58°59′
$2V_{Ta}$ (Obs.) = 57°25′	—
$2V_{Na}$ (Cal.) = 58°36′	—

Mansjöite from Mansjö Mt. (ECKERMANN.)		*Diopside from Ala.* (DES CLOIZEAUX.)
Birefringence	$(\gamma - \beta)_{Na}$ (Obs.) = 0.0219	$(\gamma - \beta)_{Na}$ = 0.0228
	$(\beta - \alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0069	$(\beta - \alpha)_{Na}$ = 0.0071
	$(\gamma - \alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0288	$(\gamma - \alpha)_{Na}$ = 0.0299
Refraction (immersion)	α_{Na} (Cal.) = 1.6751	α_{Na} = 1.6727
	β_{Na} (Obs.) = 1.6820	β_{Na} = 1.6798
	γ_{Na} (Cal.) = 1.7039	γ_{Na} = 1.7026
	$c:\gamma_{Na}$ = 35°0	$c:\gamma_{Na}$ = 36°5′

Its optical character, therefore, refers the mineral to the diopsides. The axial angle, however, is somewhat higher, and the extinction $c:\gamma$ considerably lower than that normally corresponding to a FeO content of approximately 7 % in the diopside, viz., 41°—42°.

While the refraction is in close agreement with the values of the Ala-diopside given for comparison, the birefringence, on the other hand, is somewhat lower, which latter feature is in agreement with the normal course in the case of diopsides with increasing percentages of iron.

One interesting difference between the mineral and the normal diopsides is the great dispersion.

The cleavages, too, of the mineral are the normal prismatic ones.

The mansjöite-grains, especially near the centre of the dykes around the golden-yellow phlogopite, often carry inclusions of minute cavities probably filled with gas.

The specific weight has been determined at 3.236.

The following analysis I has been carried out for me by Dr. N. SAHLBOM.

	I	I a	II
SiO_2	50.14 %	83.57	49.80 %
TiO_2	0.00 %	—	—
Al_2O_3	0.95 %	0.93	0.26 %
Fe_2O_3	0.91 %	0.57	1.46 %
FeO	7.45 %	10.35	1.61 %
MnO	0.08 %	0.11	9.69 %
CaO	21.26 %	37.97	21.07 %
MgO	17.10 %	42.75	12.35 %
K_2O	0.07 %	0.07	—
Na_2O	0.24 %	0.39	0.09 %
P_2O_5	0.03 %	0.02	—
F	0.63 %[1]	3.32	0.31 %
CO_2	—	—	0.43 %
H_2O +	0.76 %	4.22	1.31 %
	99.62 %		98.38 %

[1] The fluorine percentage has been checked, the same value being obtained.

I. Mansjöite from the Mansjö Mt. Anal. N. SAHLBOM.[1]
I a. Molecular proportions of I.
II. Schefferite from Sterling Hill, N. Jersey. Anal. W. T. SCHALLER. (Doelter. Min. Ch. Bd II, p. 522).

The chemical composition differs essentially from that of the diopside, being characterized by the occurrence of fluorine. In the diopside, this constituent is found in only one of the many analyses given by DOELTER which is that of the schefferite quoted above under II.

In calculating from the analysis the hypothetical composition in accordance with TSCHERMAK, there is obtained, in addition to the diopside-, hedenbergite-, acmite- and augite molecules, an essential excess of silica, magnesia, fluorine and water.

On arranging this excess in groups of radicals it is found to represent the combination: — $MgO : SiO_2 : F.OH) = 5 : 2.02 : 1.81$, or $5:2:2$ nearly; i. e. the formula for the chondrodite.

The mineral could consequently, be regarded as consisting of the following components:

Diopside-molecules	57.78 %
Hedenbergite-molecules	26.25 %
Acmite-molecules	2.36 %
Augite-molecules	2.16 %
Chondrodite-molecules (?)	11.45 %
	100.00 %

Whether, in this instance, there really is present a compound salt consisting of the diopside and the humite-groups, or a solid solution of the latter mineral within the former, cannot be decided at present. On the other hand, the composition shown by the analysis, even if the latter explanation is, probably, the most likely one, entitles me to confer on this diopsidic fluor-pyroxene an individual name, for which I propose that hitherto employed by me, viz., mansjöite.[2]

I base this on the assumption that the fluorine-content certainly ought to be regarded as a considerably more characteristic deviation from the normal composition of the diopside-hedenbergite series than that higher Mn-percentage which led to the classifying of schefferite as a distinct mineral. This becomes especially apparent when one takes into consideration that, in the case of the mansjöite, the fluorine can, with the support of the analysis, be imagined combined as an orthosilicate together with the diopsidic metasilicate, while a cor-

[1] To check the analysis I have separately determined on another sample the SiO_2 to 49.80 % and and the MgO 16.96 %.
[2] The name is derived from Mansjö.

responding calculation of the schefferite analysis II shows immediately that the latter is a pure metasilicate.

As the coccolitic diopsides agree in their habit with the mansjöite, I take the liberty, in this connection, of putting forward the conjecture that, like the latter and the apatite-dykes and the eulysite, they have been formed, as a rule, from hydatogeneous halogeneous pneumatolytic residual solutions on a sudden diminution of pressure. The existing analyses of coccolites (HINZE p. 1097), do not seem to have been extended to prove the presence of halogens but it appears to me in a high degree probable that renewed investigations will show their existence.

The mineral-association of the mansjöite consists of: calcite, pargasite, prehnite, phlogopite, titanite and apatite.

Wollastonite.

In the field, wollastonite has only been observed along the pegmatite-contact in the foot-wall of the limestone bed. In addition, it also occurs microscopically as radiating crystal needles intergrown with the vesuvianite (fig. 81) and also rarely in the pegmatite-dykes, between the vesuvianite and the limestone, as narrow contact-zones.

The mineral is a pure white and is developed as small tabular grains, $^1/_2$ *mm* in diameter, which, on being crumbled between the fingers, can be separated from each other, so that it was a matter of considerable difficulty to obtain a sufficiently large thin-section of the »parallel-leafed» wollastonite-»fels».

The following determinations have been carried out:

		Mansjö (ECKERMANN)
Axial angle	$2V_{Na}$ (Obs.)	= 41°51′
	$2V_{Na}$ (Cal.)	= 42°50′
Birefringence	$(\gamma - \alpha)_{Na}$ (Obs.)	= 0.015
	$(\beta - \alpha)_{Na}$ (Obs.)	= 0·013
	$(\gamma - \beta)_{Na}$ (Obs.)	= 0.002
Refraction	α_{Na} (Obs.)	= 1.620
	β_{Na} (Cal.)	= 1.633
	γ_{Na} (Cal.)	= 1.635
Extinction	$c:\gamma$	= 32°02′

The axial-angle, as determined by me, differs somewhat from that

found by ZIMANYI for wollastonite from CZIKLOWA, viz., 40° 30′ in sodium-light (41).

With the kind assistance of G. HAGLUND, chemist at the Ljusne-Woxna Iron Works, I have carried out the following analysis, given under I:

	I	I a	II	III	IV
SiO_2 . . .	50.01 %	83.35	52.58 %	49.95 %	52.58 %
Al_2O_3 . .	1.20 %	1.18	—	0.36 %	0.14 %
FeO . . .	—	—	1.13 %	—	
Fe_2O_3 . .	0.42 %	0.26	—	0.18 %	
CaO . . .	45.03 %	80.42	44.45 %	46.55 %	44.45 %
MgO . . .	0.57 %	1.42	0.68 %	0.42 %	—
K_2O . . .	0.415 %	0.45	—	0.72 %	—
Na_2O . . .	0.695 %	1.12	—		—
H_2O + . .	0.57 %	3.17	0·99 % (loss by ign.)	2.98 %	—
	98.910 %		99.83 %	101.16 %	97.17 %
Sp. wt. . .	2.897 %		2.8—2.9 %		

I. Wollastonite from the lower pegmatite-dyke, Mansjö. Anal. G. HAGLUND and H. v. ECKERMANN. FeO is not separately determined.

I a. Molecular proportions of I.

II. Wollastonite from Skräbböle, Pargas. Anal. BONSDORFF (20, p. 49).

III. Wollastonite from Mte. Castelli (Toscana). Anal. E. MANASSE. (Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa 14 jan. 1896 p. 20.)

IV. Wollastonite from Pargas. Anal. BONSDORFF (20, p. 49).

The Mansjö wollastonite thus shows a somewhat lower percentage of silica than the known analyses of the corresponding Pargas-mineral. It resembles in this instance the wollastonite from Mte. Castelli, quoted above. The total amount of alkalis is higher, however, than in the latter, but no comparison can be made with the Pargas-mineral — the alkalis of which have not been determined.

In thin-sections, the wollastonite is quite fresh, with evident cleavages along (100) and (001). Twinning along (100) is frequent. The dispersion is evidently inclined with $\varrho > v$.

The mineral-association of the wollastonite of the Mansjö limestone is: calcite, diopside, grossularite, scapolite, vesuvianite, apatite and titanite.

Pyrallolite.

In the apatite-dykes occur fragments in which there have previously been developed diopside-contacts that have, however, been

torn away and decomposed. As a result there has arisen a grayish-brown to grayish-pink transformation-product, varying in shape from tabular to scaly, which megascopically agrees completely with specimens from Pargas, at the Swedish State Museum, and which have been labelled by N. NORDENSKIÖLD as pyrallolite. Beneath the microscope, however, it clearly proves to be, not a uniform product, but an aggregatically polarizing mixture of pyroxene-remainders and calcite, together with stellated recrystallizations of prehnite, which latter are in agreement with those recrystallizations, already described, within the amphodelitized scapolite-plagioclase dykes (p. 349).

The pyrallolite, consequently, is nothing more than a decomposed diopside (of Type I).

LAITAKARI mentions pyrallolite in his dissertation for the doctorate and, as a deduction from the existing analyses, comes to the same result.

The only determinations I have made are of the hardness and the specific weight.

The results gave:

	Mansjö (ECKERMANN)	*Pargas* (LAITAKARI)
Hardness	3	2—4
Sp. wt.	2.6—3.0	2.5—2.7

It proved, of course, impossible to obtain any constant value of the specific weight.

Pargasite.

As contrasted with the occurence at Pargas, this mineral is found at the Mansjö Mt. only in very inferior quantities.

It was not before the solidification of the pyroxene-dykes and a diminution in the temperature, combined with an increase in pressure, that conditions allowed of the formation of amphibole, so that the pargasite, consequently, occurs as the final crystallization-residuum, together with the secondary calcite and the golden yellow phlogopite in the centre of the dykes. For the same reason, it replaces the diopside in the reaction-contacts of certain apophyses.

	I	I a	II	III
SiO_2	42.69 %	71.15	43.90 %	41.20 %
TiO_2	0.45 %	0.56	0.70 %	0.43 %
Al_2O_3	15.40 %	15.10	12.52 %	15.40 %
Fe_2O_3	1.47 %	0.92	0.38 %	2.49 %
FeO	3.19 %	4.43	5.95 %	4.67 %
CaO	13.76 %	24.57	12.69 %	12.26 %
MgO	17.84 %	44.60	18.91 %	15.15 %
K_2O	1.48 %	1.57	1.30 %	1.98 %
Na_2O	2.03 %	3.27	1.34 %	3.44 %
H_2O	1.10 %	6.11	0.51 %	1.31 %
F	0.23 %	1.21	2.29 %	1.86 %
	99.64 %		100.49 %	100.19 %
$-O = F_2$ . .	− 0.09 %		− 0.96 %	
	99.55 %		99.53 %	
Sp. wt. . . .	3.181 % (ECKERMANN)		3.186 %	

I. Greenish-black pargasite from Mansjö Mt. Anal. N. SAHLBOM. The H_2O determined by H. v. ECKERMANN according to GOOCH.

I a. Molecular proportions of I.

II. Black pargasite from Ersby, Pargas. Anal. A. LAITAKARI (20. p. 58).

III. Black pargasite from Ersby, Pargas. Anal. HAEFFCKE (from Hintze. Handb. d. Min.)

The chemical agreement between the minerals of the two localities is, consequently, exceedingly good. The same may be said with regard to the optical characteristics.

The Mansjö pargasite is positive, with positive elongation, and scarcely noticeable dispersion $\varrho > v$. The pleochroism is weak and in thin-section scarcely noticeable with

γ = faint green > β = faint greenish-yellow > α = colourless.

The optic axial-plane is (010). The prismatic cleavages are good, and the cleavages along (100) less satisfactory; while those along (001) and (010) are, as a rule, often wanting.

The following optical determinations have been carried out:

Mansjö. (ECKERMANN)	*Pargas* (Analysis II above). (LAITAKARI)
$2V_{Na}$ (Obs.) = 64°05′	$2V_{Na}$ = 63°01′
$2V_{Tl}$ (Obs.) = 64°10′	—
$2V_{Na}$ (Cal.) = 64°00′	—
$(\gamma - \beta)_{Na}$ (Obs.) = 0.0146	$(\gamma - \beta)_{Na}$ (Cal.) = 0.0139

Mansjö (Eckermann)	*Pargas* (Analysis II above) (Laitakari)
$(\beta - \alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0057	$(\beta - \alpha)_{Na}$ = (Cal.) 0.051
$(\gamma - \alpha)_{Na}$ (Cal.) = 0.0203	$(\gamma - \alpha)_{Na}$ = (Cal.) 0.0190
α_{Na} (Cal.) = 1.6327	α_{Na} = (Obs.) 1.6329
β_{Na} (Cal.) = 1.6384	β_{Na} = (Obs.) 1.6380
γ_{Na} (Obs.) = 1.6530	γ_{Na} = (Obs.) 1.6519
$c : \gamma$ = 26°20′	$c : \gamma$ = 26°15′

The index of refraction, γ_{Na} was determined by immersion, after unsuccessful attempts at constructing orientated prisms from the small pargasite-crystals. For the determination of the axial-angle there was ground an orientated section at right angles to the acute bisectrix of a crystal remaining in a small piece of rock, this making it possible to read off the determinations on the turning-stage with extreme exactness. The axial-angle values obtained of $V_{Ta} > V_{Na}$ confirm the slight axial-dispersion, as determined by S. Kreutz. (cfr. 20. p. 56).

Contrary to the Pargas-mineral, the Mansjö pargasite is very badly bounded and only the prismatic faces are sometimes developed (cfr. fig. 82). The size of the crystals seldom exceeds a couple of millimetres.

While the mineral-association of the Finland pargasite consists of: graphite, fluorite, ilmenite, spinel, plagioclase, diopside, scapolite, chondrodite, phlogopite, clintonite and apatite, the Mansjö pargasite occurs together with only exogenous calcite, plagioclase (anorthite), diopside, mansjöite (fluor-diopside), scapolite, vesuvianite, prehnite, phlogopite and apatite. As a rule, it is surrounded only by mansjöite, phlogopite and calcite.

In the rock, the pargasite is a blackish-green, and the fracture, as contrasted with the normal pyroxene, is vitreous.

As the surrounding mansjöite does not contain more than an inconsiderable amount of alkalis, the formation of the pargasite has evidently occured in connection with the fixation, in solid form, of the alkali remaining in the final residual solutions of the pegmatite-dykes, and simultaneously with the diminution in pressure that accompanied the union of CaO and the CO_2-gas into calcite. (cfr. p. 378).

In certain parts of the pyroxene-dykes, pargasite is altogether absent, and is replaced by a biotite-like phlogopite, considerably darker in colour than the »golden» phlogopite. Sometimes both minerals occur together. At first sight, in the field, the most care-

ful examination is required to distinguish whether the pyroxene-dykes carry the one mineral or the other, as, megascopically, both are seen as blackish-green patches in the midst of the grayish-green, light pyroxene.

The appearance of the pargasite in the place of the hedenbergite-bearing diopside in the reaction-contacts between the pegmatite and the limestone, is limited to a few »wedging out» highly talc-bearing and »amphodelitized» dykes, immediately before their transformation into apatite- or mansjöite-dykes. Remainders of the primary diopside-formation can be observed, however, and entire rods of diopside sometimes remain within the pargasite. The formation of the pargasite has evidently been carried out at the expense of the scapolite, the symplektitic intergrowth — diopside-scapolite — having disappeared, and been replaced by pargasite, enclosing remains of diopside. I have also observed the presence of free quartz.

Simultaneously, there can always be noticed an essential increase of phlogopite in the contact-zone, in the direction towards the limestone, in which connection the phlogopite assumes a paler colour, this pointing to a lower iron-percentage. Free calcite can be observed in the phlogopite.

It appears to me that the reaction-course can schematically be given as follows:

$$\underset{\text{Diopside}}{13(RO \cdot RO_2)} + \underset{\text{Scapolite}}{(2RCl \cdot 3R_2O \cdot 3R_2O_3 \cdot 6RO_2)} =$$

$$= \underset{\text{Pargasite}}{R_2O \cdot 3R_2O_3 \cdot 13RO \cdot 13RO_2} + 2RCl \cdot 2R_2O \cdot 6RO_2$$

(in accordance with the above analysis I).

The alkali and silica of the residuum of the reaction combine with the augite-molecule of the diopside (not given in the formula) and magnesia to form phlogopite, while the excess of CaO and SiO_2 thus liberated goes to form calcite and quartz, this also being in agreement with the result of the microscopical investigation.

Grossularite.

There occurs in the form of a dense yellowish red-brown mass, a lime-garnet, sometimes as somewhat small grains in the limestone, in the neighbourhood of the lower dyke-series, and sometimes also in large aggregates along the upper boundary of the great limestone quarry towards the gneiss and a pegmatite dyke that cuts across the latter. In a similar way, grossularite is found in the Pargas-limestone, and a specimen at the Swedish State Museum, la-

belled by NORDENSKIÖLD »r o m a n z o w i t e», is bewilderingly like the Mansjö mineral.

The intergrowth of the Mansjö-grossular with vesuvianite crystals, mentioned above in the description of the pegmatite dykes, is absent in the case of the Pargas-specimen in question. Such intergrowth has been observed, at Pargas, however, (LAITAKARI) and the reactions that may be supposed to form the basis of this phenomenon have already been given (p. 339).

The characteristics of the romanzowitic grossularite occuring at the limestone-gneiss-eulysite contact are as follows:

	Mansjö (ECKERMANN)	Pargas (LAITAKARI)
Refraction (determ. by prism.)	n_{Li} = 1.7489	1.738
	n_{Na} = 1.7531	1.7418
	n_{Ta} = 1.7646	1.7525
Sp. wt.	4.254	—

My refraction-determinations, given above, were made with a prism with the angle of the refracting edge no more than 10° 47′. An attempt to obtain determinations with a more obtuse angle of the prism was unsuccessful, in consequence of the opaqueness of the mineral.

The readings were repeated so many times, however, that the mean value given may be considered as of satisfactory accuracy.

In thin-section, the mineral is a faint light-brown and, as a rule, without crystal boundaries, but it is homogeneous and traversed by a large number of cracks, which are sometimes filled with another mineral substance, probably wollastonite. Occasionally, however, the mineral encloses small druse cavities, in which a few crystal faces have been formed. These are, without exception, rhombdodecahedronal. Such druses are altogether wanting, however in the grossularite that has been formed in the limestone, in connection with the dykes-series that are accompanied by chondrodite.

This latter grossularite is frequently poikilitically intergrown by diopside, just as it is also intergrown with vesuvianite, and it has evidently been altered during the course of a simultaneous transformation, acting throughout the entire mass, into the last-named mineral (fig. 84). It is true that the grossularite first described is also traversed by vesuvianite, but then in the form of some few longitudinal blackishbrown prismatic crystals bounded by crystal faces.

The Mansjö-grossularite is, as a rule, optically normal but, in the

contacts towards the diopside and the vesuvianite, a faint birefringence can be observed beneath the microscope. In one instance I have observed in an almost median section, a pyramidal extinction divided into six fields, with the pyramid-apices located in the centre of the crystals.

An analysis has been made by Professor PETRÉN which is given below under I, of grossularite from the gneiss-contact. Another, of grossularite from the limestone, which I have carried out myself, is given under II:

	I	I a	II	II a	III	IV	V
SiO_2 . . .	40.44 %	67.40	39.46 %	65.77	38.82 %	41.24 %	39.39 %
TiO_2 . . .	0.22 %	0.27	0.37 %	0.46	1.23 %	—	—
Al_2O_3 . .	18.42 %	18.06	21.71 %	21.28	15.41 %	24.08 %	16.79 %
Fe_2O_3 . .	0·00 %	—	0.24 %	0.15	6.87 %	7.02 %	7.99 %
FeO . . .	6.06 %	8.42	2.06 %	2.86	2.42 %	—	0.33 %
CaO . . .	32.45 %	57.92	34.74 %	62.04	34.63 %	24.76 %	35.44 %
MnO . . .	1.32 %	1.86	0.12 %	0.17	0.18 % }	0.92 %	{ sp.
MgO . . .	0.65 %	1.62	0.61 %	1.52	tr. }		{ 0.19 %
H_2O + . .	1.02 %	5.67	0.65 %	3.61	—	0.91 %	—
	100.58 %		99.96 %		99.56 %	98.93 %	100.13 %
Sp. wt. . .	4.254 (ECKERMANN)		4.234 (ECKERMANN)				

I. Grossularite from »Stora Kalkbrottet», Mansjö Mt. Anal. J. PETRÉN.
I a. Molecular proportions of I.
II. Grossularite from the lower pegmatite dyke at the »Stora Kalkbrottet», Mansjö. Anal. H. v. ECKERMANN.
II a. Molecular proportions of II.
III. Brownish-yellow grossularite from Tara, Pargas, Finland. Anal. E. SANDELIN.
IV. Grossularite from Pargas. Anal. N. NORDENSKIÖLD (Hinze).
V. Grossularite from Sata, the Christiania field, Norway. Anal. V. M. GOLDSCHMIDT.

Analysis I corresponds to the proportion $RO_2 : R_2O_3 : RO = 3.74 : 1 : 3.85$.

Analysis II corresponds to the proportion $RO_2 : R_2O_3 : RO = 3.09 : 1 : 3.11$.

Analysis I, therefore, corresponds badly to the garnet-formula, while the correspondence of analysis II, on the other hand, is essentially better. If, however, we calculate these analyses according to the various species of garnet, we find that both analyses show an excess of CaO and SiO_2 in the proportion CaO: SiO_2 equal to 1.1 in the case of analysis I and to 1.2 for analysis II. The excess consequently, corresponds to the composition of wollastonite, this, in the case of Analysis I, at least, being probably the result of the pre-

sence of the wollastonite-filled cracks and some wollastonite needles observed radiating into the garnet.

If the excess be deducted, and if the TiO_2 be calculated together with the SiO_2, and the Fe_2O_3 with the Al_2O_3, and the MnO in analysis II together with the FeO,[1] there will be obtained, after reduction to 100, the following composition of the two grossularite-types.

I		II	
78.2 %	Grossularite	92.7 %	Grossularite
16.9 %	Almandinite	5.2 %	Almandinite
2.5 %	Pyrope	2.1 %	Pyrope
2.4 %	Spessartite	—	
100.0 %		100.0 %	

What attracts our attention in analysis I is the comparatively large percentage of manganese, which cannot be imagined as having been caused in any other way than by the gneiss-granite, on passing through the eulysite, having taken up manganese which it has afterwards deposited in the grossularite, as both the gneiss-granite and the limestone, individually, have been shown by preceding analyses to be practically free from manganese. This is proved, too, by analysis II. Another interesting feature is the poverty exhibited by both analyses in trivalent iron — a characteristic which may be said to constitute a chemical consanguinity of the whole Mansjö Mt., both of its eruptive rocks and contact-minerals.

The water-percentage found in the analyses possibly points to a small portion of the grossularite having been bound in both instances, together with the excess of Ca SiO_3, as vesuvianite.

If the Fe_2O_3 be calculated together with the Al_2O_3, there exists, therefore, a very good chemical agreement between the Mansjö Mt. grossularite II and the Pargas-mineral given under III. The only distinction between them is the magnesia-percentage, which, in the Mansjö-grossularite, can probably be explained by the greater mobility of the magnesia, as the result of its halogeneous transport.

The same reflection can be made with regard to the comparison with the analysis given under V from the Christiania field, where GOLDSCHMIDT (cfr. p. 333) has specially pointed out the improbability of any transport of magnesia.

The grossularite occuring at the gneiss-contacts at the intersection of the pegmatite dykes also sometimes carries inclusions of radiant chlorite-fans of a beautiful green colour, together with enclosures of scapolite (fig. 85).

[1] Overlooking the small amounts of andradite and spessartite.

The grossularite occurs together with the following minerals: quartz, calcite, plagioclase, diopside, wollastonite, scapolite, vesuvianite and apatite.

Scapolite.

Scapolite occurs in the Mansjö Mt, in two forms; one, a nearly dense type in the middle of and within the diopside contacts of the scapolitisized pegmatite-dykes; the other, a crystallized and frequently radiating fibrous form in the contacts themselves and within the apatite-dykes, and also in the skarn zone between the limestone and the para-gneiss. In the first instance, the scapolite is an opaque, milk-white type, easily mistaken for plagioclase; in the second, it is sometimes glass-clear and prismatic and, in consequence of its radiating character, especially on weathered surfaces, misleadingly like wollastonite, while, in the skarn-zone, it is glassy, with a gray tone, and developed into solitary, rather large, rounded prismatic crystals.

The following optical determinations have been carried out (I, II and III) by the immersion method and with BEREK's compensator:

	I	II	III	IV	V
Refraction ω_{Na} =	1.594(0)	1.584(0)	1.585(5)	1.5913	1.5812
ε_{Na} =	1.556(0)	1.554(0)	1.556(5)	1.5564	1.5540
Birefringence $\omega - \varepsilon_{Na}$ =	0.0380	0.0301	0.0290	0.0349	0.0272
Mean birefringence $\left(\frac{\omega + \varepsilon}{2}\right)_{Na}$ =	1.575(0)	1.569(0)	1.571(0)	1.5738	1.5676
Specific weight	2.702	2.716	2.722	2.688	2.729

I. Dense scapolite from the pegmatite-dykes (a dyke-centre), Mansjö Mt. Observations by ECKERMANN.

II. Crystallized scapolite from the skarn-zone between the limestone and gneiss, Mansjö Mt. Obs. by ECKERMANN.

III. Radially fibrous scapolite from the diopside-contact of the lower pegmatite dyke, Mansjö Mt. Obs. by ECKERMANN.

IV. Scapolite from Skräbböle, Finland. Obs. by LAITAKARI.

V. Scapolite from Laplahti, Finland. Obs. by LAITAKARI.

The following analyses have been carried out by Dr. SAHLBOM and myself:

	I	I a	II	II a	III	IV	V
SiO_2 . . .	44.60 %	74.33	48.49 %	80.82	44-45 %	49.30 %	49.37 %
Al_2O_3 . .	29.12 %	28.55	27.01 %	26.48	28.06 %	26.99 %	27.46 %
Fe_2O_3 . .	0.46 %	0.29	0.36 %	0.22	0.44 %	—	—
FeO . . .	—	—	—	—	—	—	—
MnO . . .	—	—	—	—	—	—	—
MgO . . .	0.11 %	0.27	0.09 %	0.22	0.31 %	—	0.21 %
CaO . . .	18.12 %	32.36	15.21 %	27.16	17.72 %	15.59 %	13.21 %
Na_2O . .	3.19 %	5.15	4.87 %	7.85	2.71 %	3.48 %	5.57 %
K_2O . . .	0.36 %	0.38	0.81 %	0.86	0.29 %	0.69 %	1.08 %
Cl	0.31 %	0.87	1.27 %	3.57	0.03 %	1.35 %	1.19 %
SO_3 . . .	—	—	—	—	0.00 %	—	0.05 %
CO_2 . . .	4.47 %	10.16	3.43 %	7.80	4.72 %	—	—
H_2O + . .	0.16 %	0.89	0.28 %	1.56	0.85 %	0.86 %	1.96 %
H_2O − . .	—	—	—	—	—	—	—
	100.90 %		101.82 %		99.58 %	98.06 %	100.07 %

I. Dense scapolite from the lower dyke-series (the optic determinations = I.) centre of dyke, Mansjö Mt. Anal. H. VON ECKERMANN and N. SAHLBOM (Cl and CO_2). FeO is not specially determined.

I a. Molecular proportions of I.

II. Crystallized scapolite from the skarn-zone between the limestone and the gneiss (optic determinations = II) Mansjö Mt. Anal. H. VON ECKERMANN and N. SAHLBOM (Cl and CO_2). FeO is not specially determined.

II a. Molecular proportions of II.

III. Clear, light-green scapolite, Ersby, Pargas. Anal. L. H. BERGSTRÖM (Z. Kryst. 54, 1. p. 238).

IV. Scapolite from Ersby, Pargas. Anal. LEMBERG (C. HINZE. Handb. d. Min. II. Bd. p. 1578).

V. Scapolite from gabbro from Rancho Zopilote (Mexico). Anal. H. LEUK (Z. Kryst. 33. p. 655. 1900).

The »H_2O +» of analyses III, IV and V represents the loss by ignition.

Analysis V has been quoted for the purpose of purely chemical comparison, as its percentages of both chlorine and alkali-content are in better agreement with Analysis II than the Pargas results.

The above determinations show that the dense scapolite (optic determ. I) is a carbonate scapolite, and both the crystallized types (optic determ. II and III) chlor-scapolites. As regards the radiant fibrous form, this opinion can, for the present, only be based on its optical characteristics as compared with Dr. N. SUNDIUS' diagram (32), according to which, the composition, as based on the birefringence, should be: Ma 28. Me 72.

I have hitherto been unable to separate a sufficient amount of pure analysis-material, reliably free from the carbonate-scapolite.

If the composition of scapolites I and II be determined in accordance with SUNDIUS (31), with the exclusion of the Fe_2O_3 and the MgO, and employing his proposed denominations and formulæ, the following results are obtained:

	I			II	
Ma 24.3 %	Ma	6.9 %	Ma 37.3 %	Ma	30.4 %
	MaK	17.4 %		MaK	6.9 %
	MeK	75.7 %		MeK	62.7 %
		100.0 %			**100.0 %**

If the corresponding optical values observed are drawn into SUNDIUS' diagram (fig. 90), it is found that the carbonate-scapolite (I) will be in close agreement with BORGSTRÖM's values for scapolite from Pargas, which values have been entered in the figure for the sake of comparison. The position of the carbonate-scapolite in the diagram, consequently, confirms the curve assumed by SUNDIUS for the birefringence of the carbonate-scapolites.

The chlor-scapolite (II) will lie above the lines of the diagram. The question is, I think, whether, in this instance, the exceptionally high percentage of carbonic acid, as compared with the chlorine content, has not had a certain influence, for, in calculating the analysis, starting from the chlorine percentage, there is obtained a small excess of CO_2, although the analysis, in other respects, is in extremely close agreement with the formulæ drawn up by SUNDIUS for MaK, and by BORGSTRÖM for Ma and MeK.

There have been no impurities present in the form of calcite as, before beginning the analysis, the sample was treated with acetic acid. The determination of the CO_2, too, by Dr. SAHLBOM, has been carried out by employing hydrofluoric acid for the expulsion of the CO_2, so that the CO_2-value must be considered as quite correct.

A point worthy of special attention, and one of which mention has already been made, is the higher percentage of chlorine in the scapolite at the gneiss-contact, where the carbonate-scapolite appears to be entirely wanting, while, on the other hand, the radial chlor-scapolite of the pegmatite-dykes, occupies a very subordinate position as contrasted with the carbonate-scapolites of the same.

I have intentionally employed the plural »scapolites», being persuaded that future investigations will prove the existence of a whole series of scapolites in the Mansjö Mt., from those which, as a result of the alteration of the albite and the acidic plagioclase, were first formed in the pegmatite-dykes as granular rings around the feldspars (fig. 88), up to the highly carbonatic types close to the very diop-

side-contacts. As a matter of fact, I have observed beneath the microscope, essential variations in the birefringence, from 0.020 up to 0.039. Complete determinations have been carried out, however, only in the three cases mentioned above, these being taken as representatives of the three principal types.

The mineral-paragenesis of the scapolite is as follows: fluorite, quartz, (microcline), albite, plagioclase, amphodelite, diopside, wollastonite, pargasite, grossularite, vesuvianite, phlogopite, titanite and apatite.

The microcline however only occurs as fragmentary remains when the scapolite appears, and its disappearance practically forms the field-indication of the presence of the scapolite. It has therefore been placed within parentheses (cfr. 325).

In his Kiruna-dissertation (32) N. SUNDIUS has pointed out how the scapolites genetically are, some of them, formed by pneumatolytic addition of material, while others again, in consequence of contact- or regional metamorphism, are the result of a recrystallization of the composing parts of the rock itself.

The above-mentioned chlor-scapolite examined by me (II), belongs to SUNDIUS' first group, and I have previously pointed out (p. 283) its pneumatolytically added chlorine content as a proof of my theory of the genesis of the eulysite.

The carbonate-scapolite (I), on the other hand, has been formed from the material of the pegmatite-dykes through the contact-reactions, and must be referred to SUNDIUS' second group.

The formation of the last-named scapolite simultaneously with the appearance of the extremely basic plagioclase, An_{85}, points to the existence of relatively high pressure in the dykes at the period of crystallization.

For, as SUNDIUS has pointed out (31. p. 105), the basic scapolite, as opposed to the plagioclase, is formed with as much ease as, or more easily than, the acid scapolite. Consequently, we find, for example, in the lime-silicate gneisses of Waldviertel and Gulatal, scapolites with 60—63 % Me, while, simultaneously, the plagioclase has the composition An_{35}. This corresponds to GRUBENMANN'S second zone, while the conditions at Mansjö Mt. and, very probably, chiefly the high pressure of the residual gas-phases of the pegmatite dykes, have carried the transformation of the plagioclase considerably farther.

SUNDIUS specially points out how, as far as has hitherto been observed, the scapolite never occurs together with minerals of a large water content (31. p. 106), giving, as an example, the alteration-

minerals, chlorite and serpentine. In this connection I should like to point out the presence of the amphodelite with its high water-percentage in the mineral-paragenesis of the scapolite, and the simultaneously occurring chlorite and scapolite within the grossularite (p. 366), and, without questioning the general validity of Dr. SUNDIUS' opinion, would add the restriction that in highly hydatogeneous pegmatitic residual solutions, scapolite and altered minerals with a high water content, can occur in company.

This exception from the rule is further confirmed by the simultaneously occurrence of talc, as a decomposition product of diopside, and highly pigmented but still determinable scapolite in the amphodelitic pegmatite dykes.

Vesuvianite.

Vesuvianite is met with in a zone, limited to a width of some few decimetres, within the limestone outside the dykes of the lower series, and also, and chiefly, in the apatite-pegmatite-dykes, where its occasionally rounded, prismatic sections and violet-brown colour are in sharp contrast with the light apatite, limestone and scapolite. In addition, I have found, in the grossularite-aggregates at the limestone-gneiss contact, a blackish-green to brown vesuvianite intergrown with some few prisms of grossularite and which, microscopically, clearly differs from the vesuvianite first-mentioned. As a rule, crystal-boundaries are wanting, and have only been observed (prismatic faces) in the last-mentioned type.

The following analysis I has been carried out by me, and analysis II by Dr. SAHLBOM. As I did not determine the fluorine and the alkali-percentage, I have employed in my analysis the figures obtained by Dr. SAHLBOM:

	I	I a	II	II a	III	IV
SiO_2 . .	36.60 %	61.00	37.20 %	62.00	37.83 %	36.80 %
TiO_2 . .	1.58 %	1.97	1.68 %	2.10	—	0.66 %
Al_2O_3 . .	17.92 %	17.57	17.56 %	17.22	16.92 %	17.53 %
Fe_2O_3 . .	0.50 %	0.31	0.33 %	0.21	1.78 %	1.56 %
FeO . .	2.80 %	3.89	2.84 %	3.94	3.36 %	3.27 %
MnO . .	0.06 %	0.08	—	—	0.06 %	0.48 %
CaO . .	35.55 %	63.49	35.68 %	63.72	35.01 %	35.00 %
MgO . .	2.54 %	6.35	2.69 %	6.72	2.20 %	1.23 %
K_2O . .	(0.05) %	0.05	0.05 %	0.05	0.23 %	CO_2 = 0.65 %
Na_2O . .	(0.15) %	0.24	0.15 %	0.24	1.15 %	0.13 %
P_2O_5 . .	tr.	—	0.00 %	—	—	0.07 %
F . . .	(0.54) %	2.84	0.54 %	2.84	1.72 %	0.88 %
H_2O + .	1.72 %	9.56	1.57 %	8.72	0.77 %	1.56 %
	100.01 %		100.29 %		101.03 %	99.82 %
− O = F	0.23 %		0.23 %		0.73 %	0.36 %
	99.78 %		100.06 %		100.30 %	99.46 %

I. Violet-brown vesuvianite from the lower pegmatite-dykes of the Mansjö Mt. Anal. H. v. ECKERMANN.
I a. Molecular proportions of I.
II. Violet-brown vesuvianite from the limestone outside the pegmatite-dykes in the Mansjö Mt. Anal. N. SAHLBOM.
II a. Molecular proportions of II.
III. Vesuvianite from Tennberget, Dalecarlia, Sweden. Anal. M. WEIBULL.
IV. Vesuvianite from Silver Peak (Nevada). Anal. C. STEIGER.

If the alkalis and the RO-group be added together, the following proportion is obtained in the first two analyses:

	R_2O : RO : RO_2 : R_2O_3
Analysis I	2.03 : 12 : 10.25 : 2.91
Analysis II	1.87 : 12 : 10.32 : 2.80

The analyses, the first one especially, thus agree fairly well with the formula given in the textbook of TSCHERMAK-BECKE, 1921, p. 603, viz.: $R_2O : RO : RO_2 : R_2O_3 = 2 : 12 : 10 : 3$.[1]

The difference shown by analysis II may possibly be the result of a want of purity in the material; vesuvianite-crystals within the limestone often containing microscopical enclosures of calcite which cannot be removed without separation in heavy liquids and extremely fine pulverization. As, however, beneath the magnifying-glass the analysis-material appeared to be clean, no such separation was carried out in this instance.

As compared with the Tennberg vesuvianite (analysis III), the Mansjö Mt. mineral contains an essentially lower percentage of fluorine and alkalis. It is probable, however, that analysis I ought to show a somewhat higher percentage of these substances than is given by analysis II and, consequently, be more nearly related to the Tennberg mineral, as the fluorine and alkali-percentages have probably been more greatly concentrated in the granite-pegmatite than outside in the limestone, at that stage of the intrusion when the limestone-fragments that had been altered into vesuvianite were torn away by the pegmatite. In consequence of an accident, my determinations of the alkali and the fluorine percentages were unsuccessful, and, up to the present time, I have had no opportunity of repeating them. The good agreement between the analysis and the formula, which was obtained by the insertion of Dr. SAHLBOM's values, shows, however, that, under every circumstance, the difference cannot be very considerable.

The optic character of the vesuvianite of the Mansjö Mt. is, as a rule, negative, and uniaxial. In one thin section, however, that

[1] I have not gone into any discussion of the analyses as compared with HJ. SJÖGREN's and M. WEIBULL's conceptions of the composition of the vesuvianite, as several new analyses are in progress, and I will return to the matter in a future paper.

I obtained from the dark vesuvianite in the grossularite from the gneiss-contact, I have also found a positive character, combined with anomalous biaxialism.

This latter vesuvianite which in thin-section, is a clear walnut-brown, shows, in addition, evident pleochroism in rather light yellow, and also a zonal-structure (fig. 94) of the same character as that described by GOLDSCHMIDT from the Christiania field (16. pp. 439—444). The dispersion is $\varrho < v$ while, in the case of the light, negative vesuvianite which, in thin-section, is colourless, it is $\varrho > v$.

The light vesuvianite, however, is also structurally non-homogeneous. It is true that there exists no zonal-formation, but the mineral extinguishes in patches, sometimes undulously like quartz, sometimes in chequered structure (fig. 96). This must probably be ascribed, both to the partial alteration into garnet, and also to optic anomaly. The optically most non-homogeneous vesuvianite always proves to be that formed within the pegmatite-dykes, while that which has crystallized within the limestone — neglecting here the diopside-enclosures — can sometimes be almost entirely homogeneous.

In size, the vesuvianite crystals vary between a few tenths of a *mm* up to several *cm* in diameter.

The following determinations have been made of the vesuvianite from the limestone outside the pegmatite-dykes:

	Mansjö (ECKERMANN) I	*Mansjö* (ECKERMANN) II	*Ersby, Pargas* (LAITAKARI)
Refraction ω_{Na} =	1.7216	1.7253	1.7261
ε_{Na} =	1.7166	1.7204	1.7212
$(\omega - \varepsilon)_{Na}$ =	0.0050	0.0049	0.0049

LAITAKARI's determinations were carried out on prisms; mine, given under I, with the aid of the refractometer, and those under II, also on prism. In consequence of the non-homogenity of the mineral it was, in the first instance (my analysis I) difficult to obtain any reliable readings, so that the result is given with reservation for the last decimal figure.

I have determined the specific weight of the vesuvianite taken from the limestone, from clean-picked material, at 3.336, and for that from the dykes at 3.316.

The paragenesis of the vesuvianite is as follows: quartz, calcite, plagioclase, diopside, wollastonite, pargasite, grossularite, scapolite, phlogopite, titanite and apatite.

While the more homogeneous vesuvianite which has crystallized within the limestone contains enclosures of phlogopite and diopside, and is but very seldom surrounded by garnet, the mineral occurring in the pegmatite dykes consists nearly always of a vesuvianite-mass which is micropoikilitically completely interwoven with other minerals.

The enclosures are as a rule diopside and garnet, but I have also observed calcite, scapolite, quartz, wollastonite and pargasite (figs. 92, 107). The first five sometimes occur as real fragments »swimming» in a vesuvianite matrix which extinguishes uniformly. The »fragments» are somewhat corroded, but extinguish differently in the uniformly orientated vesuvianite. One absolutely obtains the impression of a mechanically shattered non-homogeneous collection of minerals or, in other words, of an eruptive breccia on a small scale. The groundmass sometimes, in addition to the vesuvianite, is garnet too, but in such instances the vesuvianite is never found in the »breccia». It is probable, however, that no actual breccia exists, but that we have formations analogous to the alteration I have found of the perthite in the pegmatite dykes into anthiperthite,[1] i. e., a development of the vesuvianite (and garnet) along the contacts between the other crystal-grains and at their expense, whereby, at last, the remains of a large number of crystals become enclosed within the same vesuvianite-individual.

Wollastonite occurs in the contact between calcite and the vesuvianite, in the form of long needles which, like a pencil of rays, penetrate the vesuvianite; these needles sometimes starting from small twinned wollestonite-crystals which are partially surrounded by the vesuvianite. They show up very prettily like »fireworks», when examining the mineral section between crossed nicols (fig. 81).

On two occasions I have observed an intergrowth of pargasite in vesuvianite within the limestone-fragments of the pegmatite-dykes (fig. 93), and in company with diopside. Several pargasite »skeletons» were present in the same vesuvianite-individual, and some of the pargasite-crystals were exceptionally well bounded.

Between the vesuvianite and the garnet there exists a complete transitional series, from a vesuvianite enclosing small flakes of garnet, onwards through a perfect alternating stratification of the two minerals, to a garnet containing corroded remaining flakes of vesuvianite.

As a rule, within the »apatite-dykes» of the apophyses there is a layer of granular, »crocodile-skin-like», optically non-homogeneous

[1] Cfr. p. 348.

vesuvianite separating the apatite from the neighbouring limestone and the latter's diopside-contact (fig. 105).

Besides in the limestone itself, there occurs a vesuvianite, colourless in thin-sections, in the form of well-developed homogeneous crystals, at the contact of the para-gneiss and the hanging-wall of the limestone, where it has possibly been formed by the metamorphic action of the eulysite through a pneumatolytical supply of fluorine. As only one or two crystals have been observed, however, no detailed optical determinations of this vesuvianite have been made. Its optic character is negative.

Zircon.

Zircon occurs as solitary crystals of as much as 2 *mm* in diameter, with the face-form (111) well developed, in the pegmatite-dykes, mostly in the vicinity of the mica scales. It is also found as microscopic grains within the mica, surrounded by pleochroic haloes.

In addition, I have observed small rounded zircon crystals in the limestone in the neighbourhood of the diopside contacts, to which place, consequently, there has been a pneumatolytical transport of the mineral, analogous to that of the titanite.

In the limestone, it is occasionally isotropic like malacon, a feature which, on the other hand, has never been observed in the zircon of the pegmatite.[1]

The refraction in the case of the zircon from the pegmatite has been determined in accordance with NIKITIN, on the turning-stage at:

$$\omega_{550} = 1.93$$
$$\varepsilon_{550} = 1.97$$

In thin section, the colour is a light yellowish tint.

At Pargas, the mineral appears not to have been observed within the limestone, nor as a contact-mineral, while GOLDSCHMIDT, on the contrary, has noticed in the Christiania field an enrichment of zircon in the eruptive endomorphous contact-zones, which latter feature agrees with my observations in the Mansjö Mt.

GOLDSCHMIDT questions, however, whether the zircon in the contact-metamorphus schists, has not originally been deposited there as a sedimentary component of the schists. Such a possibility is excluded, however, in the Mansjö Mt., where a concentration of zircon can be observed within the limestone just opposite the contacts, this pointing to its metasomatic origin.

[1] The pneumatolytically formed zircon has evidently passed to a hydrous state on account of the water of the residual pegmatitic solutions.

Orthite.

Orthite has been observed in a single thin-section which was taken from a diopside-contact in the lower dyke-series; a couple of small crystals lying there, enclosed in recrystallized calcite. The crystals were nearly opaque, and of a dark blackish-brown colour. They were surrounded by a ring of cracks radiating into the calcite, this feature being in agreement with that described by BORGSTRÖM from Laurinkari (5. p. 24).

The opaqueness and the cracks are explained as the result of the orthite-substance being transformed into the amorphous state, accompanied by a considerable increase of volume.

In this case the transformation cannot have occurred until immediately after the recrystallization of the calcite.

The altered condition of the orthite-crystals made all closer optical determinations impossible.

Prehnite.

Prehnite occurs both in the endogenous phlogopite of the mansjöite-dykes and also in the dense, highly altered, pigmentated and amphodelitic, anorthitized and scapolite-bearing, smaller pegmatite-apophyses. Dimensionally, its occurrence is of microscopic order, and I have been unable to discover and isolate sufficient material for analysis.

In the first locality, it has crystallized before the phlogopite but later than the pyroxene; in the latter instance it appears to be a secondary recrystallization-product.

The primary prehnite is of an incipient barrel-shaped crystal form, and the crystals have grouped themselves in rows in the direction of flow of the phlogopite, so that, very often, two rows lie side by side, with the crystals turned somewhat outwards from each other. The crystal-aggregates obtain in this way a certain resemblance to ears of corn (fig. 80).

Some few crystals exhibit, even in ordinary light (fig. 96) that characteristic wedge-shaped and complex twinning of which MALLARD has endeavoured to give an explanation (Bull. Soc. Min. Fr. 5, 1882. 195).

Most of the crystals do not extinguish uniformly, but appear to be composed of parts extinguishing in different directions. It is found, however, that every such part, when it exhibits a marked elongation, extinguishes parallel to this direction. A noticeable optical anomaly on account of the complex twinning is the occasional

lacking of any definite extinction. Some parts are even found isotropic in thicker sections (0.062 *mm*), which may be explained by compensating superimposed wedges.

The megascopic colour, like that in thin-section, is water-clear, possibly with the least tinge of yellow. The optical sign is positive, with negative elongation. The axial dispersion is crossed and $\varrho \leqq v$. The following determinations have been carried out:

Mansjö Mt. (ECKERMANN)		*Helsingfors* (*Finland*) (LAITAKARI)
$2V_{Na}$ (Obs.) = 68°40′		$2V_{Na}$ (Obs.) = 65°52′
$2V_{Na}$ (Cal.) = 68°26′		—
$(\gamma - \beta)_{Na}$ (Obs.) = 0.0212		$(\gamma - \beta)_{Na}$ (Cal.) = 0.0211
$(\beta - \alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0098		$(\beta - \alpha)_{Na}$ (Cal.) = 0.0086
$(\gamma - \alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0310		$(\gamma - \alpha)_{Na}$ (Obs.) = 0.0297
α_{Na} (Cal.) = 1.6152		α_{Na} (Obs.) = 1.6157
β_{Na} (Obs.) = 1.6250	(immersion)	β_{Na} (Obs.) = 1.6243
γ_{Na} (Cal.) = 1.6462		γ_{Na} (Obs.) = 1.6454

LAITAKARI, who has observed prehnite at Pargas too, has not, however, given any optical determinations of it, so that, for the sake of comparison, I have given his values for the prehnite from Helsingfors (19. p. 437). The agreement in the birefringence and refraction is good, but, on the other hand, my value for the axial angle is somewhat larger.

The dispersion observed by LAITAKARI, $\varrho > v$ is, however, opposed to that of the Mansjö mineral.

The »secondary» Mansjö-prehnite crystallizes in fine fan-shaped radial fibres without the optical anomalies of the »primary» mineral, and thus resembles in its habit the prehnites from Fassathal and Dumbarton.

The secondary prehnite also recalls the fan-shaped prehnite-aggregate found by GOLDSCHMIDT in the druses in the Christiania field.

Its dispersion is $\varrho \wedge v$ and its maximum birefringence has been determined at $(\gamma - \alpha)_{550} = 0.0308$. Its optic character and elongation are positive, and it agrees, consequently, optically with the primary prehnite.

The crystals being of such minute dimensions, and because of its radial crystallization, it has been found impossible to carry out detailed optical determinations with any degree of accuracy, but, guided by the aperture of the microscope, I have estimated the axial-angle at about 68°. In thin-section, the mineral is clear and transparent, and colourless.

The composition of the prehnite is given in the text-books as: $H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$, a formula which has been confirmed by LAITAKARI's analysis of the Helsingfors mineral.

In the Christiania field, GOLDSCHMIDT has observed how the vesuvianite is altered into prehnite (16. p. 386), in which connection he has schematically given the course of the reaction as follows:

$$\underset{\text{Vesuvianite}}{H_2Ca_4Al_2Si_4O_{16}} = \underset{\text{Prehnite}}{H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}} + Ca_2SiO_4$$

It is true that, in many instances, vesuvianite occurs as a contact-formation between the limestone and the prehnite-bearing apophyses, but, for one thing, it is separated from the scapolite-anorthite-prehnite mass by thick »strings» of apatite, and, again, the vesuvianite does not show a single contact with prehnite. On the other hand, I have noticed how, in the apophyses, the diopside is decomposed and disappears simultaneously with the appearance of prehnite on the scene.

The diopside-crystals are altered into talc, and finally there remain nothing but traces of them. It is not before the diopside crystals have reached that stage that the radially fibrous fans of the prehnite-crystals begin to attain optically determinable dimensions.

Thus, a different alteration-reaction than that of the Christiania field must be in force, and may be imagined to have the following course:

$$\underset{\text{Amphodelite}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{Diopside}}{MgCaSi_2O_6} + H_2O = \underset{\text{Prehnite}}{H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}} + MgSiO_3$$

after which the remaining enstatite-molecule of the diopside, together with water and silica, combine to form talc:

$$3MgSiO_3 + SiO_2 + H_2O = \underset{\text{Talc}}{H_2Mg_3Si_4O_{12}}$$

The primary prehnite in the fluor-pyroxene dykes, on the other hand, has probably been formed without any consumption of earlier crystallized pyroxene.

The final pegmatitic residual solution there — after the aggregatic crystallization of the mansjöite — probably had the following schematic composition, where $A > B$, $C > B$ and $D > C$:

$$A \times \text{Phlogopite} + B \times (\text{Anorthite} + SiO_2) + C \times CaO + D \times CO_2 + H_2O$$

The amount »A» of the phlogopite can be imagined to have been regulated by the fact, that all the remaining alkalis and magnesia

there had to be bound. The remaining alumina is bound in the anorthite-quantity »B».

The anorthite combines with H_2O, CaO and SiO_2 to form prehnite, thus:

$$\underset{\text{Anorthite}}{CaAl_2Si_2O_8} + CaO + SiO_2 + H_2O = \underset{\text{Prehnite}}{H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}}$$

after which there remain (C—B) molecules CaO, and D molecules CO_2, which combine into (C—B) mol. Ca CO_3 (the exogenous calcite; cfr. p. 343), while (D—C + B) molecules of carbonic acid are eliminated.

This reaction-course, as far as the transformation of the anorthite into prehnite is concerned, has previously been given by DOELTER, and he has there considered the CaO and the SiO_2 as combined to form a wollastonite-molecule. His deduction, which was based on smelting experiments, is, consequently, confirmed by my observations respecting the actual mineral-association at Mansjö Mt.

Thus the mineral paragenesis of the two species of prehnite are the following:

1) Primary prehnite: phlogopite (sodium-bearing?), mansjöite, calcite, pargasite.

2) Secondary prehnite: amphodelite, apatite, talc, diopside (traces), scapolite (traces).

Chondrodite.

In his dissertation for the doctorate, SJÖGREN (29) showed the occurrence of two chondrodite types; the one a brown, appearing in the pyrites of Nordmarken, and the other, a yellow one accompanying its galena and zinc-blende. It was found impossible to prove any definite chemical distinction between the two types, but, optically, the brown showed itself to be more highly pleochroic, seldom twinned, but often with developed crystal faces, while the yellow chondrodite was almost constantly found to be twinned and wanting all crystal boundaries. While, in many instances, the brown type exhibited a high degree of alteration into serpentine, the yellow one always appeared fresh.

In my determination of the Mansjö chondrodite, I have in every respect been able to confirm these observations of SJÖGREN's as regards the existence of two different types. As this divergence in variety, therefore, cannot be accidental but is a constant feature, even if I, too, have been unable to discover the chemical or structural

cause of this difference, I have, for the purpose of distinguishing the two minerals types, here introduced the denominations:

G-chondrodite for the yellow type, and
B-chondrodite for the brown one.

In the Mansjö Mt. the B-chondrodite is almost entirely restricted to the chondrodite formation that accompanies the upper pegmatite-dyke series, while the G-chondrodite is found along the lower dyke-system, which has been richer in mineralisers and heat.

I have found the B-chondrodite, in the lower dyke-series, too, however, in those cases where the latter has altered into pure fluor-diopside (mansjöite) dykes. This chondrodite appears in such instances as a thin layer in the limestone in the immediate neighbourhood of the contact, and has been transformed almost entirely into a grayish-green dull serpentine skarn.

While the crystal-grains of the B-chondrodite occur but sparsely and up to 2 to 4 *mm* in size, the G-chondrodite is found thickly impregnating the limestone and in grains of much smaller dimensions, being sometimes no more than a few tenths of a millimetre in diameter.

As I have previously pointed out, in describing the pegmatite-dykes, there exists here a genetic difference, the B-chondrodite in the upper system of dykes having been formed without any addition of magnesia, while the opposite has been the case with the G-chondrodite, in the lower dyke-series.

At the very beginning of my optical determinations I found that the position of the axial planes in the Mansjö-chondrodites was not in agreement with the values found by SJÖGREN for the corresponding Nordmark mineral, but, on the other hand, were nearer to those given by E. G. DANA for the chondrodite from Tilly Foster (7). After having carried out some thirty different determinations with all the exactness that can be attained by the employment of the FUESS theodolite-microscope, I have obtained the following mean values:

	Mansjö G-chondrodite (ECKERMANN)	*Mansjö B-chondrodite* (ECKERMANN)	*Nordmarken* (SJÖGREN)	*Tilly Foster* (DANA)
Angle between axial-plane and (001)	26°25′	26°34′	28°56′	25°52′
Axial-angle $2V_{Na}$ (Obs.) =	72°14′	72°01′	79°40′	$2H_{Li}$ = 88°48′
$2V_{Ta}$ (Obs.) =	72°11′	72°06′	79°38′	—
$2V_{Ta}$ (Cal.) =	72°00′	72°12′	—	—

	Mansjö G-chondrodite (ECKERMANN)	*Mansjö B-chondrodite* (ECKERMANN)	*Nord-marken* (SJÖGREN)	*Tilly Foster* (DANA)
Birefringence (compensator) $(\gamma - \alpha)_{Ta}$ (Obs.) =	0.0360	0.0360	—	—
$(\gamma - \beta)_{Ta}$ (Obs.) =	0.0235	0.0235	—	—
$(\beta - \alpha)_{Ta}$ (Obs.) =	0.0124	0.0125	—	—
Refraction (immersion) γ_{Ta} (Cal.) =	1.643	1.643	—	—
β_{Ta} (Obs.) =	1.620	1.625	1.638	—
α_{Ta} (Cal.) =	1.607	1.613	—	—

On comparison, we find that not only the axial plane but also the axial angle differs considerably from the values given by SJÖGREN. As regards the axial angle in particular, I have looked in vain in the literature for any chondrodite with this low angle value.

As, however, the refraction appears, simultaneously, to lie lower than that found by SJÖGREN for the two chondrodite-types, the explanation naturally suggests itself, that the difference is to be sought for in a difference in the analysis and especially in the percentage of iron, although it may eventually also be explained by the high water percentage.

I have analyzed a clean-picked specimen of G-chondrodite, the determination of the fluor, however, having been carried out by Dr. N. SAHLBOM, who, in addition, has checked some of my values. The results of the analysis is given under I and II:

	I	I a	II	III	IV	V
SiO_2	33.85 %	56.46	33.57 %	34.01 %	34.10 %	29.56 %
Al_2O_3 . . .	1.23 %	1.22	—	—	0.48 %	0.77 %
FeO_3	—	—	—	—	—	3.06 %
FeO	3.70 %	5.14	3.63 %	4.62 %	7.28 %	5.09 %
MgO	55.21 %	138.03	54.84 %	54.97 %	53.72 %	51.01 %
K_2O	—	—	—	—	—	1.31 %
Na_2O . . .	—	—	—	—	—	2.11 %
H_2O	2.90 %	16.11	—	0.61 %	—	1.58 %
F	4.50 %	23.67	4.50 %	4.56 %	4.14 %	8.62 %
	101.43 %			98.77 %	99.72 %	103.11 %
$-O = F_2$.	1.42 %					
	100.01 %					
Sp. wt. . .	3.175		—	—	—	3.216

I. G-chondrodite from Mansjö. Anal. H. v. ECKERMANN.

I a. Molecular proportions of I.

II. G-chondrodite from Mansjö. Checking-analysis of I. Anal. N. SAHLBOM.
III. G-chondrodite from Kaveltorp. HJ. SJÖGREN (29).
IV. Chondrodite from Tilly Foster. HAWES. Am. Journ. Sc. 1875. 10 p. 96.
V. Pargas-chondrodite, BERWERTH. Tscherm. Mitteil. 1877. p. 272.

From the above there may be seen that the lower iron-percentage of the Mansjö mineral can very well be a contributory factor to the diverging optical characteristics of the Mansjö chondrodite.

In reality, the iron-percentage is probably among the very lowest known from any analysis, and in order to be perfectly sure of the result, Dr. SAHLBOM has, at my request, made repeated analyses to check the determination, all with the same result.

The analyses lead to the proportion:

$$RO_2 : RO : R_2O$$
$$2.01 : 5.00 : 1.96$$

which is in close agreement with the chondrodite-formula 2:5:2. In this calculation I have added the Al_2O_3 to the silica.

On comparing analyses I and IV, one is struck by the great difference existing between the Pargas-chondrodite and that from the Mansjö Mt., although the occurrence of the former is in the field similar to the latter. In the Pargas mineral, the iron-percentage is 60 % higher and the proportion of fluorine almost twice that of the Mansjö chondrodite.

From this lower fluorine content of the Mansjö-mineral the deduction may possibly be drawn that either the pegmatite-magma has been poorer in fluorine, in relation to the magnesia, or that the magma was injected under quite other conditions of temperature and pressure than at Pargas. As will be shown later on, when speaking of the mineral paragenesis, the average pressure at Mansjö Mt., as well as the temperature there, must have been lower, a state of things that might be deduced from the rarity of the pargasite and the wollastonite occurrences which latter have only been observed in the hottest places, viz. reaction-contacts.

The Mansjö chondrodite has been noticed and mentioned by FLINK (13) although he made no detailed examination of the mineral.

The G-chondrodite is always perfectly fresh; the average size of its grains is from $^1/_2$ to 1 *mm* and it exhibits in polarized light a specially beautiful lamellar twinning along (001). A twinning along (305) — (fig. 99) — is of rarer occurrence, but, on the other hand, there is frequently seen a peculiar twinning-formation in patches, recalling that which is sometimes characteristic for cor-

dierite. The twinning-lamellæ are of varying breadth, and are narrowed down step-wise or abruptly broken off. Fig. 99 also shows a typical example of this.

In the G-chondrodite, pleochroism is very weak and scarcely noticeable beneath the microscope. In the neighbourhood of spinel, however, it undergoes an alteration, in so far, that a noticeable pleochroism is introduced in accordance with the absorption:

$$\alpha = \text{brownish-yellow} > \gamma = \text{light yellow} > \beta = \text{yellowish white.}$$

Sometimes there can be seen how, simultaneously, the G-chondrodite, instead of being formed in the shape of rounded grains, alters, in the vicinity of spinel, into large, corroded individuals enclosing calcite and spinel, and by their somewhat rare lamellar twinning and high pleochroism, constitute a transitional form towards the B-chondrodite. It is possible that this feature is connected with the fact that the spinel indicates the former mica layers and that, thus, the chondrodite in those places has been mainly formed in agreement with the B-chondrodite in the upper dyke-series, i. e., without any addition of magnesia.

The B-chondrodite is, as a rule, developed as rather large crystals, 2 *mm* in diameter. It is marked by an almost entire absence of lamellar twinning; exhibits high pleochroism and, in the rock, is of a dark reddish-brown colour, which often makes it difficult to distinguish from grossularite. It is always more or less altered into a yellowish-green to grayish-green serpentinized fibrous mass, the transformation following the cracks and cleavages (fig. 100). The remains of unaltered B-chondrodite occur, therefore, within the serpentine, and the entire process of transformation is completely analagous to that of olivine, to which it bears a bewildering resemblance. The serpentinized B-chondrodite also occurs in the contacts towards the mansjöite dykes.

Chondrodite seems to occur at Kirmonniemi, at Korpo, Finland, in just the same way as in the Mansjö limestone, if we may judge by LAITAKARI's brief account (18. p. 31).

Phlogopite.

The phlogopite occurs both in the chondrodite-spinel-bearing limestone; in the centre of the diopside-contacts and, finally, as schlieric fluidal bands in the centre of the pyroxenitic, mansjöite-bearing pegmatite dykes.

I have investigated the first-mentioned phlogopite more closely, and Dr. SAHLBOM has been kind enough to carry out the following analysis:

	I	I a	II	III
SiO_2	40.95 %	68.25	42.55 %	43.00 %
Al_2O_3 . . .	13.14 %	12.88	12.74 %	13.27 %
Fe_2O_3 . . .	2.76 %	1.72	1.31 %	1.71 %
FeO	—	—	0.49 %	—
MgO	28.03 %	65.07	27.62 %	27.70 %
CaO	0.40 %	0.71	—	—
Na_2O . . .	0 96 %	1.55	0.83 %	0.30 %
K_2O	10.25 %	10.90	8.92 %	10.32 %
F	3.15 %	16.56	4.59 %	5.67 %
H_2O	1.80 %	10.00	1.18 %	0.38 %
	101.44 %		**100**.23 %	**102**.35 %
– O = F .	1.55 %			
	99.89 %			
Sp. wt . . .	2.831 (ECKERMANN)		2.8672	

I. Phlogopite from the chondrodite limestone, Mansjö Mt. Anal. N. SAHLBOM.

I a. Molecular proportions of I.

II. Phlogopite from Pargas, Finland. Anal. C. F. RAMMELSBERG. (MILLER. Chem. Erg. Heft. 1. 117 (1886).

III. Phlogopite from Gouverneur (N. York). Anal. C. F. RAMMELSBERG. (Z. Dtsch. Geol. Ges. 14. 758 (1862).

In analysis I, the bivalent- and trivalent iron have not been taken separately, but all the iron has been calculated as Fe_2O_3.

Analysis I corresponds to the following composition:

$$RO : R_2O_3 : RO_2 : R_2O : F_2 = 6 : 1.24 : 5.82 : 1.91 : 0.70$$

i. e., nearest agreement with the formula: $K\,H\,Mg_3\,Al\,Si_3O_{11}F$, which gives 6 : 1 : 6 : 2 : 1, respectively.

The rather low percentage of F may not be quite correct though, as the analysis was carried out on separate material, not identical with the one first analyzed.

Megascopically, the phlogopite is of a greenish-yellow colour, and crystallizes in thick tabular-shaped grains. It sometimes encloses rounded remains of calcite (fig. 101). It is evident that here there can be no question of pseudomorphs after scapolite, as NORDENSKÖLD and KUHLBERG have imagined in similar cases (20. p. 87).

No deformation-structure can be observed, and it is evident that,

after the crystallization of the phlogopite was completed, no tectonical disturbances have occurred in the limestone layer. The opposite is the case at Pargas (20. p. 86).

The acute bisectrix on the basal-plane has been found to deviate 4° from the normal towards (001), and the axial angle has been determined with the help of the axial angle scale, at $2\ V_{550} = 8°$, although it varies quite considerably in different parts of the limestone. I have observed values of as much as 10°.

I have performed no analysis of the phlogopite from the diopside contacts or the pyroxene dykes.

While the optical characteristics of the former seem to be in close agreement with the phlogopite of the limestone — although its colour is darker and its pleochroism stronger — the mineral of the pyroxene (mansjöite) dykes shows an essentially higher axial angle, sometimes amounting to as much as 15°, as measured by the axial angle scale.

The last-mentioned mica is also distinguished by an extremely characteristic gold-shimmering colour and it is developed as very small crystal scales which follow fluidally the direction of injection of the mansjöite-bearing dykes, and evidently constitute, together with the mansjöite, the final crystallization-residuums of the magma. They have evidently corroded the earlier crystallized mansjöite.

The K_2O having been mainly removed from the dykes through the phlogopite-formation at the contacts and in the limestone, and considering, too, the increasing percentage of Na_2O shown by the analyses on page 326, I think it highly probable that this mica is sodium-phlogopite. The golden colour also supports this assumption.

Together with this mica there also occurs occasionally a darker phlogopite in larger crystals, which seems to substitute the rare pargasite crystals, but sometimes is found intergrown with the latter.

The mineral-paragenesis of the Mansjö phlogopites is as follows: spinel, calcite, plagioclase, amphodelite, diopside, mansjöite, pargasite, scapolite, vesuvianite, prehnite, chondrodite, titanite and apatite.

The micas of the Mansjö Mt., with their genetic variation from »primary», magnesia-rich gneiss-granite and limestone-micas, to »secondary» metasomatic, and contact-pneumatolytic potassium-micas, phlogopites and perhaps sodium-phlogopites, too, invite a special study, with comparative analyses and optic determinations — an investigation which I am obliged, however, to defer to some future time.

Titanite.

The titanite occurs numerously in the diopside-contacts in the form of small »envelope-shaped» crystals, with the facies-forms (001), (100), (110) and (111). The crystals vary in size from 0.1 to 2—3 *mm;* they are dark blackish-brown in colour, and have shiny, although, as a rule, somewhat convex and »corroded» surfaces. Their specific weight varies considerably, depending on the larger or smaller degree of transformation into leucoxene. I have also observed titanite in the limestone outside the contact, where it must be supposed to have originated as the result of pneumatolytical addition of material.

My determination of clean-picked fresh mineral has given:

Sp. wt. = 3.456

LAITAKARI determined the specific weight of a somewhat altered titanite from Pargas at 3.411.

In thin-section, the titanite is faintly pleochroic and of a light leather-brown colour. It is idiomorphically limited towards all the other minerals with the exception of apatite, and seems, consequently, to have crystallized immediately after the latter.

Its mineral association is: quartz, calcite, plagioclase, diopside, mansjöite, wollastonite, pargasite, scapolite, vesuvianite and phlogopite.

I have observed in a vesuvianite crystal how the enclosed titanite had decomposed into leucoxene in which there had been new formed flaky, clear crystals of wollastonite. At the same time, short needles of rutile radiated from the leucoxene into the surrounding vesuvianite.

In this instance, a reaction has evidently taken place, in accordance with the formula:

$$\underset{\text{Titanite}}{CaSiTiO_5} = \underset{\text{Wollastonite}}{CaSiO_3} + \underset{\text{Rutile}}{TiO_2}$$

Apatite.

The apatite occurring in the Mansjö pegmatite- and apatite dykes is of two kinds; the one an almost colourless type, of more normal appearance, and the other of a beautiful blue. In order, if possible, to discover the cause of this difference between them, I have carried out the following analyses I and II, of which Professor J. PETRÉN has kindly executed the Cl-determinations:

	I	I a	II	II a	III
Al_2O_3	0.58 %	0.57	0.46 %	0.45	0.99 %
Fe_2O_3	0.35 %	0.22	0.23 %	0.14	0.81 %
CaO	55.01 %	98.24	54.95 %	98.14	54.74 %
P_2O_5	41.96 %	29.55	42.10 %	29.65	40.76 %
CO_2	0.41 %	0.82	0.36 %	1.93	—
F	3.75 %	19.73	3.64 %	18.95	2.70 %
Cl	0.10 %	0.28	0.35 %	0.99	tr.
Loss by ignition	0.05 %	—	0.00 %	—	—
	102.21 %		**102**.09 %		**100**.00 %

I. Colourless apatite from Mansjö Mt. Anal. H. v. ECKERMANN and J. PETRÉN.

I a. Molecular proportions of I.

II. Blue apatite from Mansjö Mt. Anal. H v. ECKERMANN and J. PETRÉN.

II a. Molecular proportions of II.

III. Blue apatite from Pargas. Anal. ARPPE.

By the analysis it is seen that both apatites from Mansjö Mt. must be considered as fluor-chlor-apatites, but that the chlorine-percentage of the blue variety is more than three times as great as that of the colourless type. I have combined the result of these analyses with my observation, that the blue apatite rich in chlorine occurs exclusively as a matrix around or between the chlorine-free vesuvianite, while the apatite poor in chlorine occurs in contact with the scapolitisized chlorine-containing feldspar alterations.

Consequently, I have considered myself entitled to draw the conclusion that, as a result of the binding of chlorine during the formation of the scapolite, the chlorine-percentage of the apatite has been diminished in the colourless type, while it has increased in the blue mineral towards the vesuvianite in consequence of the higher chlorine-concentration in the solution, the result of which would be, that the chlorine-percentage, either direct, or in chemical combination, is the cause of the difference in colour.

On raising the blue apatite to a red heat, it loses its blue tint and becomes colourless.

On the other hand, I have not been able to prove by mineralogical determinations any difference between the two apatites, with the exception that the blue type sometimes shows a higher birefringence (0.004) and a slight anomalous biaxialism. Both apatites occur as crystals, hexagonally bounded by negative crystal faces. In the sharply scapolitisized pegmatite-apophyses, the apatite occasionally assumes the form of elongated prisms, with crystal limits, which prisms are,

as a rule, arranged in the longitudinal direction of the dyke, i. e., in the direction of the flow.

The size of the grains of the colourless mineral varies between 0.1 and 0.4 *mm;* the blue type is considerably larger, varying between 0.2 and 1.0 *mm.*

The refraction was determined by immersion:

Mansjö apatite (ECKERMANN)	*Ersby (Pargas) apatite* (LAITAKARI)
$\omega_{Na} = 1.634$	$\omega_{Na} = 1.6342$
$\varepsilon_{Na} = 1.631$	$\varepsilon_{Na} = 1.6307$
$(\omega - \varepsilon)_{Na} = 0.003$	$(\omega - \varepsilon)_{Na} = 0.0035$
Sp. wt. 3.270	3.19 (ARPPE)

The optical characteristics of the Mansjö and the Pargas-minerals are thus in close agreement.

As I have said already, I have not succeeded in discovering any known apatite in the collections I have studied, the clear blue of which could be compared with that of the Mansjö blue apatite. Mr. TH. VOGT Norwegian State Geologist, has informed me personally, however, that he had observed a similar occurrence in Norway. It is possible, of course, that, in addition to the chlorine-percentage, some other element present in infinitesimal quantities may contribute to the colouring.

The mineral-paragenesis of the apatite is as follows: fluorite, quartz, microcline, plagioclase, amphodelite, diopside, mansjöite, wollastonite, pargasite, scapolite, vesuvianite, prehnite and phlogopite.

As was pointed out when discussing the pegmatite-dykes, the strings of colourless apatite-grains are among the earliest crystallization-products along the contact towards the limestone. As further evidence for this age-sequence I refer to an observation of mine of a dyke of scapolite and kaolinized feldspar cutting through and shattering the earlier solidified apatite-crystals.

The blue apatite, as well as the colourless mineral of the apatite-dykes, represents, on the other hand, the last aggregatic crystallized rests of the magma, as set forth in the chapter on the paragenesis of the Mansjö contact minerals.

The Mineral Paragenesis of the Mansjö Mt. Contact Minerals.

Pargas, in Finland, being the sole contact metamorphic limestone occurrence analogous to that of the Mansjö Mt., which has been analysed as well as fully described in the literature, I shall now confine myself to a comparison of the mineral paragenesis of the Mansjö Mt.

with that of the Pargas limestone, neglecting such other interesting occurrences as those at Tennberget (39), Passau and Auerbach (34), Silberberg at Bodenmais, Fichtelgebirge (Wunsiedel and Göpfersgrün, — ref. 22, p. 153), Philipsburg Quadrangle in Montana, Franclin Furnace.

In the chapters on the description of the minerals I have given the paragenesis of each mineral of any importance, but I recapitulate it below, summarized and entered in LAITAKARI's table of the Pargas paragenesis. Retaining the table unaltered — but with the addition of the mansjöite and the prehnite — I have marked by circles the occurrence of the Mansjö Mt. minerals. A cross within a circle signifies that the mineral occurs at Pargas; a horizontal line, that it is wanting. A line without any circle means that the mineral is wanting in the paragenesis both of the Pargas and the Mansjö Mt. occurrences. No other minerals are included than those which have been observed in direct contact with each other.

The comparison shows at once that graphite and pyrrhotite are entirely wanting in the Mansjö Mt. paragenesis. Taken as a whole, no addition of sulphur by the Mansjö gneiss-granite has taken place, just as there has been no addition of arsenic, the presence of which latter, although not included in the table, has been proved to exist at Pargas by the occurrence of löllingite and arsenopyrite.

Neither have scapolite and wollastonite, plagioclase and grossularite, or plagioclase and phlogopite, been observed at Mansjö Mt. in contact with each other. Mansjö Mt. exhibits a great restriction of the paragenesis, as contrasted with that of Pargas, in respect to the microcline, which disappears from the pegmatite-dykes simultaneously with the appearance of the scapolite and the other endogenous contact-minerals, a fact that I have previously pointed out.

But even when the paragenesis of both occurrence is in agreement, there exist, however, essential differences in the way of a perfect parallelism. At Pargas, calcite, quartz and wollastonite are quite generally found simultaneously, while, in the Mansjö Mt., only calcite and wollastonite are observed together in the wollastonite-bearing contact in the foot-wall of the limestone, and calcite-quartz, without any wollastonite, is the rule in all the pegmatite-apophyses, especially in the limestone fragments mechanically carried into the latter. The paragenesis: calcite + quartz + wollastonite, on the other hand, is altogether wanting.

The predominating pargasite-formation at Pargas — where the pargasite is also found outside in the »chondrodite-limestone», in contact with chondrodite and spinel — has its correspondence in the

	Calcite	Scapolite	Diopside	Plagioclase	Apatite	Graphite	Wollastonite	Phlogopite	Microcline	Vesuvianite	Titanite	Quartz	Fluorite	Pargasite	Pyrrhotite	Grossularite	Chondrodite	Spinel	Mansjöite	Prehnite (primary)
Calcite	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	⊕	⊕	+	⊕	⊕	⊕	+	⊕	+	⊕	⊕	⊕	⊖	⊖
Scapolite	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	⊕	⊕	+	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	⊕	−	−	−	−
Diopside	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	⊕	⊕	+	⊕	⊕	⊕	+	⊕	+	⊕	−	−	−	−
Plagioclase	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	−	+	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	⊕	−	−	−	−
Apatite	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	⊖	−	−	⊖	−
Graphite	+	+	+	+	+	+	+	+	+	−	+	+	+	+	+	−	+	−	−	−
Wollastonite	⊕	⊕	⊕	−	⊕	+	⊕	−	+	⊕	⊕	+	−	−	+	⊕	−	−	−	−
Phlogopite	⊕	⊕	⊕	+	⊕	+	−	⊕	+	⊕	⊕	−	+	⊕	−	−	⊕	⊕	⊖	⊖
Microcline	+	+	+	⊕	⊕	+	+	+	⊕	−	⊕	⊕	−	−	+	+	−	−	−	−
Vesuvianite	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	−	⊕	⊕	−	⊕	⊕	⊕	+	⊖	−	⊕	−	−	−	−
Titanite	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	−	⊖	−	−	−	−	−	−
Quartz	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	+	−	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	−	+	⊖	−	−	−	−
Fluorite	+	⊕	+	⊕	⊕	+	−	+	−	+	−	⊕	⊕	+	−	−	−	−	−	−
Pargasite	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	−	⊕	−	⊖	⊖	−	+	⊕	−	−	+	+	⊖	⊖
Pyrrhotite	+	+	+	+	+	+	+	−	+	−	−	+	−	−	+	−	−	+	−	−
Grossularite	⊕	⊕	⊕	⊕	⊖	−	⊕	−	+	⊕	−	⊖	−	−	−	⊕	−	−	−	−
Chondrodite	⊕	−	−	−	−	+	−	⊕	−	−	−	−	−	+	−	−	⊕	⊕	−	−
Spinel	⊕	−	−	−	−	−	−	⊕	−	−	−	−	−	+	+	−	⊕	⊕	−	−
Mansjöite	⊖	−	−	−	⊖	−	−	⊖	−	−	−	−	−	⊖	−	−	−	−	⊖	⊖
Prehnite (primary)	⊖	−	−	−	−	−	−	⊖	−	−	−	−	−	⊖	−	−	−	−	⊖	⊖

Mansjö Mt. in a preponderating pyroxene-formation, while the pargasite diminishes to an unessential mineral-component of the paragenesis, being limited to some few genetically and locally greatly restricted occurrences.

In a similar way, fluorite is almost entirely absent from the Mansjö Mt. and occurs merely as microscopic grains of great rarity, within the scapolitisized, but still highly quartz-bearing pegmatite-dykes.[1] At Pargas, on the other hand, the same mineral occurs almost everywhere, scattered throughout the limestone and sometimes constituting pretty nearly half of its mass (cfr. 20. p. 39).

In the description of the minerals, it has previously been shown that there exists a close agreement — both optically and chemically — between the Mansjö Mt. and the Pargas minerals. It is evident, however, from the differences in the mineral-paragenesis that there must exist a genetic distinction between them.

Laitakari points out how, at Pargas, the exogenous parts of the contact-zones are similar, irrespective of whether the intrusion consists of a diabase or a granite, and that, consequently, the uniformity of the metamorphism, extending across great distances and affecting a large number of different limestone occurrences, must lead to the assumption of a regional metamorphism, and not of a transformation brought about by a small local dyke-eruption. This regional metamorphism Laitakari considers to have been caused by the penetration of the migmatitizing gneiss-granite, by which process the limestone has become surrounded by the gneiss-granite and greatly heated, although not to a melting-point, as is shown by the retention of the original stratification.

If this explanation be applied to the Mansjö Mt. district, we find that it is applicable only in a restricted degree. It is true that, here too, the gneiss-granite has been the cause of the metamorphic mineral-formations, and it is also true that a certain heating of the surrounding rocks must have taken place, but this latter feature has not been sufficient to bring about a regional metamorphism like that at Pargas, and this is best shown by the non-metamorphosed graduated contacts of the limestone layer towards the gneiss in those parts of the field where the off-shoots of the gneiss-granite have not penetrated (cfr. fig. 60).

The only existing trace of metamorphism is, probably, the coarsely granular structure of the limestone bed, which has certainly not been that of the primary sedimentation.

[1] After this was put in type a few grains of fluorite were also found within the golden-yellow phlogopite in the mansjöite dykes.

At the Mansjö Mt. there occurs, instead, just such a local dyke-intrusion, although in genetical connection with the gneiss-granite. I even question whether the limestone layers, in that part of the gneiss which is intruded by the gneiss-granite, have not themselves been the cause of the separation from the granite of powerfully penetrative, pegmatitic partial magmas.

I base this assumption on the diminution of the silica content of the magma, resulting from the contact-reaction, which must have been accompanied by a displacement in the conditions of concentration, this probably leading to a migration of the silica from the surrounding magma in a direction towards the limestone. This migration of the silica is confirmed by the almost constant silica-percentage of the pegmatite, in spite of the binding of SiO_2 at the contact and the addition of CaO from the limestone (cfr. the analyses, p. 326). The CO_2-gas generated during the contact-reactions (silicate formation) can be imagined as being absorbed by the assuredly porous sedimentary strata-series; to a certain degree, at any rate. In consequence of this »absorption» or carrying-off of the gas, there will ensue a concentration of the volatile components of the surrounding magmas, in the direction towards the limestone.

I venture to make this assertion, as one may, with fairly great certainty, presuppose that the maximum vapour pressure of the saturated fluid magma has been considerably superior to the lower pressure in the surrounding limestones and sedimentary series, so that, as a result of the diminution in temperature that began simultaneously with the consumption of heat in the contacts, a distillation has finally occurred of the volatile phases in the magma at »t_1», (fig. 108) — viz. the intersecting point between the vapour-pressure curve and the exterior pressure, the products of distillation having, in the process, migrated to the regions of lower pressure. Simultaneously, the migration of the silica towards the limestone-contact, must, as a consequence of the disturbed equilibrium between the solid and the gaseous phases of the remaining granite-magma, have displaced the vapour-pressure curve, so that the distillation of the gas-phase began at an earlier period than that which would have resulted merely from the diminution of temperature.

The continuance of this distillation must have been restricted and controlled, partly by the original temperature of the magma — in which case it would have continued down to point »t_2» in fig. 108 — and partly by the ability of the sedimentary series to carry off the gases.

In this latter instance it appears to me not improbable that, in con-

sequence of the rising gas pressure (the formation of CO_2), the pressure outside the magma has gradually increased, whereby the point »t_2» has become displaced towards a higher temperature position, and the pressure of the limestone and the granite have been brought into equipoise at an earlier stage.

In support of this we have, firstly, the relative impenetrability of the diopside-contacts of the pegmatite-dykes to gases, since, as will be shown later on, the gas pressure has become greater, the farther the apophyses have penetrated into the limestone; secondly, we note the restricted portion of the large, surrounding granite massive from which the distillation has taken place.

In the Mansjö Mt. it is true, the mineral formation is confined to narrow zones along the apophyses, and it is clear that no gas impregnation of the entire limestone layer — such as might be expected, had there occurred a general distillation from the whole of the granite mass — has taken place. Also, the gneiss-granite exhibits around the limestone bed, within an area which is sometimes one hundred metres broad, an aplitic sugar-grained appearance. This aplitic zone forms the transition between the coarse, pegmatitic facies close to the limestone, and the normal gneiss-granite. Biotite is wanting, and it carries, as its femic components, nothing but light-red almandite — this probably being the result of the low water percentage. Similar aplitic border-zones around the contact metamorphic limestones have been observed by Sustschinsky, too, in Finland (34. p. 433).

The degree of metamorphic contact-alteration in the limestone seems to me, therefore — under the presupposition of the presence of the necessary high temperature — to depend in the first place on the capacity of the limestone, and that of any eventually connected sedimentary complex, to absorb gases, and, in the second, on the vapour-pressure curve of the metamorphosizing magma in saturated solution. This assumption would explain why, in certain cases, the minerals of entire limestone layers have been pneumatolytically metamorphosed, while, in other instances, the mineral-formation has been regularly restricted to the contacts (and eventual cracks) as is the case at Mansjö Mt., and, as I ascertained with certainty, at Tennberget too, although Weibull, in his description of this latter ocurrence (39) appears not to have noticed this circumstance.

Judging by Laitakari's monography, the Pargas limestone, on the other hand, appears to have been exposed to the distillation of the volatile components of an essentially greater magma-body, i. e., to an actual regional pneumatolytic metamorphism. As such a pneuma-

tolytic action at Pargas was not, as at Mansjö Mt., restricted to a continuous but relatively short moment of time, but can be imagined as composed of a series of periods of varying duration and of greater or lesser pneumatolytic influence, we obtain, thereby, an explanation of the so-called »shell»-mineral occurrences at Pargas — i. e., of the minerals that were already crystallized being overgrown with a crust of another mineral. LAITAKARI's statement that the Pargas chondrodite-spinel formation does not exhibit any regular structure — while I have found the corresponding Mansjö Mt. occurrence to show the stratification of the old mica-layers in the limestone — also tends to support the above explanation.

My hypothesis also elucidates the cause of the non-occurrence of boron, lithion, and other common pegmatitic minerals in the Pargas- or Mansjö Mt. mineral-paragenesis,[1] as, of course, in this instance, the pegmatites are not residual solutions that have separated out of the granite-magma in the usual sequence of crystallization, but form residual solutions from an already differentiated part of the original magma-solutions, which have even been »provoked into existence» by the limestone itself.

As a result of this distillation in the direction towards the limestone, there is formed, consequently, in the neighbourhood of the limestone, a pegmatitic residual-solution, the increased viscosity of which, resulting from the gradual falling of the temperature, is neutralized and diminished by the addition of the volatile components.

The pegmatite, therefore, will obtain a high intrusive capacity, and, during its penetration of the limestone, the renewed distillation of its mineralisers into the limestone can be imagined to follow a course corresponding to the distillation from the gneiss-granite itself.

When, therefore, the further fall of temperature, on the intrusion of the pegmatite, passes the point »t_1» on its P—T vapour-pressure diagram, there begins a slight distillation of volatile phases, which distillation, however, increases with the continned penetration of the pegmatite, as the result of the crystallization of the solid phases and their fixation in the mineral-formation at the contact, this leading to a relative enrichment of the volatile phases and an accompanying rise of the vapour-pressure curve.

The most intensive formation of contact minerals should, therefore, be found some distance within the limestone, counting from the intrusion-point of the pegmatite, a feature that can, as a matter of

[1] At my special request Professor J. PETRÉN has kindly investigated the presence of lithion and boron in the pegmatites of the gneiss-granite. Boron was proved to be altogether absent and of lithion, only traces were found.

fact, be observed in the Mansjö Mt. For instance, the occurrence of B-chrondrodite does not begin along the upper dyke-series before a distance of about one half to one metre within the limestone. In those instances where the mineral-formation does not present such an increase towards the interior of the limestone, the apophyses have evidently cut into the latter at a temperature lower than »t_1».

The previously described diopside-scapolite contacts of the Mansjö Mt. are also found in the Pargas occurrence, and, in both localities, the titanite, too, has been crystallized chiefly in the endogenous' part of the contact-zone. The symplektitic plagioclase-diopside contact from Pargas is, on the other hand, entirely wanting at Mansjö Mt., as are also the similar reaction-zones between the grossularite and the calcite (20. p. 96).

The »apices» of the apophyses — where, therefore, the gas-pressure has been greatest — present, on the contrary, a special feature that I have not found in the description of the Pargas or any other occurrence. As a rule, the Mansjö apophyses suddenly alter into the formerly described fluor-pyroxene (mansjöite) dykes, simultaneously with a thinning out of the diopside-contacts, which are, at the same time, transformed into pargasite, and occasionally disappear altogether, while the highly serpentinized B-chondrodite substitutes the fresh G-chondrodite of the adjacent limestone. Sometimes the dykes, in this process, assume a lenticular form; sometimes they enclose fragments of calcite, more or less mineralized (cfr. p. 335).

To me it appears clear, however, that here we have before us such cases where the gas-pressure in the apophyses has risen to such a height, that a momentary explosive expansion of the dyke has taken place. As a result of the rapid fall in pressure there has followed the aggregatic crystallization of the mansjöite and the blue apatite. That, simultaneously, a considerable residual water-content has taken part in the reaction is shown by the complete serpentinization of the chondrodite, while the latter, along the diopside-contact-»armoured» dykes, is perfectly fresh.

By the sudden crystallization of the mansjöite against the limestone, however, new residual solutions have been enclosed in the centre of the mansjöite rock, the circulation of which is clearly marked by the golden yellow phlogopite streaks, whose fluidal habit is unmistakable, and by the minerals prehnite, pargasite and calcite, all of which have crystallized within the phlogopite.

That the pressure in these last residual solutions must have been very great is indicated by the presence of pargasite. Another indicator of increasing pressure is the pargasite in the diopside-contacts

of the pegmatite, where it has gradually replaced the diopside until the point of the explosive aggregatic crystallization is reached, when all the diopside disappears, and the pargasite becomes all-predominant.

That the pargasite is an indication of high pressure is supported by ESKOLA's statement in his Orijärvi dissertation (12. pp. 144—145), where he points out that »under low pressure the amphiboles are formed merely as metastable products at quick cooling melts», and »under high pressure, on the other hand, the amphiboles are stable, and the pyroxene unstable. All these amphiboles are hydrated». He adds: »An increase of volume takes place, when the amphibole is formed exclusively, or almost exclusively, from the compounds of the corresponding pyroxene.»

The latter feature is illustrated very nicely at Mansjö Mt. by the scapolite within the diopside-pargasite contact, which scapolite, on the recrystallization of the diopside to pargasite, has been mechanically deformed by the pressure of the pargasite at right angles to the contact-line of the dyke (fig. 89).

It is very probable that, had a sufficient content of alumina and alkali been present, mansjöite could not have possibly been formed either, but that the mansjöite-fels would have been replaced by a pargasite-fels. The absence of a greater alumina-content must be ascribed to the low temperature reached in the course of the cooling of the magma, as a result of which, all of the alumina had already crystallized into the scapolite. In the field it almost seems as if the fixing in solid phase of this final alumina should have marked the moment of the occurrence of the violent rise of the vapour-pressure curve, accompanied by the »explosion». Fig. 70 shows how suddenly the scapolite ends and is succeeded by the almost equally sudden appearance of the almost alumina-free mansjöite.[1]

Now, as the pargasite-formation at Pargas is quantitatively so enormously in excess of the Mansjö occurrence, the deduction may be drawn that a considerably higher pressure must have prevailed during the Pargas-metamorphism.

The difference in the wollastonite-formation also testifies to the accuracy of this assumption.

At Pargas, the course of the reaction has taken place within the ($Ca\ CO_3$) — (SiO_2) — ($Ca\ SiO_3$) and (CO_2) — ($Ca\ SiO_3$) — ($Si\ O_2$) areas of the CaO — $Si\ O_2$ — CO_2 diagram, i. e., at a pressure of at least 5,000 atmospheres. At the Mansjö Mt. on the other

[1] Compare the, according to my theory, correspondingly formed eulysite's want of alumina!

hand, the mineral-parageneses ($Ca\ CO_3$) — (SiO_2) and ($Ca\ SiO_3$) — ($Ca\ CO_3$), indicate an essentially lower pressure.

The former paragenesis at Mansjö Mt. is encountered in the pegmatite-apophyses, and points to a lower temperature; the latter paragenesis is found in the contact towards the great intrusive in the foot-wall of the limestone, where it indicates a relatively higher temperature. If the concentration-triangles for CaO — SiO_2 — CO_2 are contemplated at higher pressure and lower temperature, and vice versa (fig. 109), such as they are given by NIGGLI (Lehrb. d. Min. 1921 p. 605), there will be seen, still more plainly, how, at the lower pressure and the higher temperature, calcite + wollastonite + CO_2 must be formed along the intrusion contacts, as, of course, there exists a concentration excess of CO_2 in the contact, while, at the higher pressure but lower temperature of the dykes, calcite + quartz + CO_2 are stable beside each other.

Wollastonite, however, is also found in the shape of microscopic needles and crystal flakes in some few limestone fragments, altered into vesuvianite, within the pegmatite-apophyses and also between the vesuvianite and the limestone along a few apatite dykes, which points to the presence here, too, of a very short temperature interval just sufficient for the creation of the wollastonite-calcite-paragenesis. This may also by explained by a temporary increase of temperature, caused by the reaction heat on the formation of the silicates.

This equipoise on the boundary between the two parageneses tends to show that the temperature at Mansjö Mt. must have been considerably lower than that at Pargas, where the wollestonite-formation is general.

To summarize, then, it may be said that, at Mansjö Mt., the temperature- and pressure conditions have both been of a lower degree than those at Pargas, and that the difference in their mineral parageneses is to be sought chiefly in this fact.

The other differences, such at the absence of the S and As minerals, are explained by the chemical differences in the metamorphosizing granite-magma.

The explanation of the CO_2-gas at Pargas, giving rise to the formations of graphite which, at this locality, are undoubtedly pneumatolytic, is more difficult to find. The cause may possibly exist in the essentially greater iron content that has participated in the mineral-reactions at Pargas, and in an intermediate formation of Fe — CO-combines such as proposed by WINKLER (NIGGLI; L. d. M., p. 506), which, later on, have decomposed on the binding of the iron by the silicates.

Summary.

This description of the rocks and contact-minerals of the Mansjö Mt. which lies in the Swedish province of Hälsingland, seven kilometres north of the Lobonäs railway station on the eastern shore of the Loån — makes no pretention to be a complete account of the extremely variable petrography of the Mansjö district. It merely gives an account of my investigation of a very small area which, in consequence of its position on the crest of the mountain, has escaped being buried beneath the morainic accumulations which, to a great extent, conceal the surrounding rock.

The field has been further exposed by the removal of the earth-covering in about a couple of hundred places, this making it possible to map it out in detail (Pl. LXVI). A profile through the mountain has been obtained by means of diamond drilling (Pl. LXVII), and shows plainly the regular stratification of the rock-series.

The rocks of the Mansjö Mt. consist of a synclinally folded, older series of beds, embracing limestone, pyroxene-gneiss and paragneiss, which latter has been intruded by amphibolites before the folding of the syncline.

The intrusive character of the amphibolites is shown, not only by the behaviour of the reaction zones in respect to the gneiss, but also by analyses and, finally, by analogy with the corresponding Orijärvi (Finland) rocks.

The pyroxene-gneiss and the limestone are equivalent but different facies of the same genetic period.

The strike of the synclinal axis runs NW—SE and dips at an angle of 20° towards the NW.

Intrusively in the stratified series there also occurs, later than the folding of the syncline, but slightly previous to the completion of the orogenic movements, a magnesia-periodotite of the character of harzburgite and a, probably also intrusive, iron peridotite, the so-called eulysite.

The harzburgite along the contacts towards the surrounding acidic sedimentary rocks, is bordered by a pyroxenetic marginal rock, but, towards the basic rocks is limited by a thin shell of hornblende-»fels». As the origin of the pyroxene-rock cannot be the result of a differentiation, as is the case with the pyroxenetic shell of the Norwegian peridotites, I have assumed the cause to lie in a hydatogeneous enrichment towards the contacts, resulting in a

sudden aggregatic crystallization following a rapid diminution of pressure or temperature.

The crystallization of the harzburgite itself agrees perfectly with the MgO-SiO melting-diagram.

The eulysite agrees with the eulysites from Tunaberg, in Södermanland, described by PALMGREN. From my observations of the Mansjö eulysite, as compared with that of Tunaberg, and two new discoveries I have made at Loberget and Gymåsberget, in the parish of Woxna, the latter of which assumes, in part, the character of a pure fayalite rock, I put forward, as hypothesis for the genesis of the eulysite its character of a hydatogeneous, halogeneous, pegmatitic residual solution out of basic magmas, and I explain the aggregatic crystallization as a result of a sudden fall of pressure following the intrusion into the sedimental rocks.

I have also discussed earlier conceptions of the origin of the eulysites, and in support of my assumptions, have drawn up a hypothetical melting-diagram FeO — SiO_2, based on analogisms.

The successive alteration of the eulysite into iron-anthophyllite-skarn, grünerite-skarn and hematite-skarn is shown by the observations in the field and the microscopical determinations to be governed by definite laws, which I have endeavoured to state in schematical reaction-formulæ.

The hematite-skarn has been mined as iron-ore in olden times from the Mansjö iron-mines (Mansjö Järngruva), which constitute nothing but a fragment of eulysite enclosed within the gneiss-granite.

A probably hydatogeneous, pegmatitic amphibolite, possibly related to the eulysite, occurs also in the south-western limb of the syncline. In addition, the syncline is cut across by meta-diabase dykes and by gneiss-granite apophyses, which latter are almost of the same age as the former, although, probably, somewhat younger.

A highly alkalic and microcline-bearing, white gneiss-granite cuts off the syncline at the south-east and the north-east and constitutes the main mass of the north-eastern part of the Mansjö Mt., of which it is the youngest rock.

The pegmatitic apophyses of the gneiss-granite intrude the limestone layer in an upper and a lower zone; the lower apophyses radiating from a thick intrusive bed of granite into the foot-wall of the limestone.

The contact-reaction has thereby formed characteristic diop-

side-phlogopite-contacts between the granite and the limestone and has also given rise to a beautiful formation of pneumatolytic minerals. Yellow zones of chondrodite accompany the dykes, which gradually become more and more basic, the acid feldspars grading into anorthite and scapolite. The last portions of the dykes alter into a granular light-blue apatite-, and greenish-gray fluor pyroxene (mansjöite).

The varying chemical and mineralogical composition of the pegmatite dykes during the alteration from the paragenesis: »microcline —acidic plagioclase» to »scapolite—anorthite» has been investigated by means of analyses and beneath the microscope. An essential transport of magnesia and alumina to the limestone, by means of halogens, has thereby been proved to have taken place.

I have endeavoured to explain the different mineral formations by means of simple reaction-formulæ.

In addition to the mineral-formations along the pegmatite-contacts — consisting chiefly of grossularite, vesuvianite, chondrodite, phlogopite and wollastonite — the limestone exhibits a skarn-zone towards the paragneiss along those contacts where the eulysite occurs in the neighbourhood. The presence of this skarn-zone is best explained by the assumption of an eulysite formation accompanied by the release of halogens.

A special account has been given of the various contact-minerals, and comparisons have been made with the corresponding minerals in the genetically closely related mineral-occurences at Pargas (Finland).

Of special interest is the discovery of a new mineral — a fluor-pyroxene — to which I have given the name »mansjöite», into the composition of which, molecules of the humite-group appear, possibly, to enter, either as a compound salt or as a solid solution. Only one sample of the mineral has so for been analysed, but several analyses from different localities are in progress, and will be published later on, when the composition of the mineral will be further discussed.

A sky-blue apatite is also a characteristic feature of the Mansjö Mt. contact minerals.

Finally, when comparing the mineral-paragenesis of the contact-minerals of the Mansjö Mt. with that of the Pargas occurrences, I have shown how the cause of the, qualitatively, rather inconsiderable and, quantitatively, very conspicuous differences is to be sought for in the higher temperature and the lower pressure prevailing at Pargas during the genetic period.

I have also put forward the hypothesis that the degree of

a pneumatolytic contact-metamorphism of a limestone layer, as the result of the influence of a surrounding fluid magma, is to be ascribed in the first place — besides to the temperature-position — to the gas-absorption capacity of the limestone bed and of the sedimentary deposits that may eventually be connected with it, and, in the second place, to the vapour-pressure-curve in the P—T diagram of the saturated magmatic solution.

Bibliography.

1. O. Andersen: The system Anorthite-Fosterite-Silica. The American journal of Science, Vol. XXX.
2. O. Andersen u. N. L. Bowen: The binary System MgO — SiO_2. Am. Journ. of Sc. Vd. XXXVII.
3. N. L. Bowen: The problem of the anorthosites. Journal of Geology, Vol. XXV, N:o 3, 1917.
4. A. Blomberg: Praktiskt geologiska undersökningar inom Gävleborgs län. S. G. U., Ser. C, N:o 152.
5. L. H. Borgström: Die Skapolithelagerstätte von Laurinkari. Bull. de le Com. Géol. de Finl. 1914, N:o 41.
6. C. W. Carstens: Norske peridotiter. Norsk Geol. Tidskr., Bd. V, p. 1.
7. I. E. Dana: On the chondrodite from the Tilly Foster Iron Mine. Trans. of the Conn. Academy. Vol. III, part. I, p. 94, 1876.
8. C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie, Bd. II, Hälfte I. Dresden u. Leipzig 1914.
9. F. Doerinckel: Metallurgi 1911, 8, p. 201.
10. H. v. Eckermann: Kalkförekomsten vid Mansjön och dess Kontaktmineral. Ref. G. F. F., Bd 43, p. 489, 1921.
11. P. Eskola: On the Petrology of the Orijärvi region. Bull. de le Com. Geolog. de Finl., N:o 40.
12. — —: On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic Rocks of the Orijärvi region. Bull. de la Com. Géol. de Finl., N:o 44.
13. G. Flink: Bidrag till Sveriges Mineralogi. Ark. f. Kemi, Min. och Geol. Bd V, N:o 10.
14. — —: Bidrag till Sveriges Mineralogi. Ark. f. Kemi, Min. och Geol., Bd VI, N:o 21.
15. P. Geijer: Igneous rocks and iron ores of Kirunavaara Luossavaara and Tuolluvaara 1910.
16. V. M. Goldschmidt: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, Vid. selsk. Skrifter, No. 11, Kristiania 1911.

17. A. G. Högbom: Precambrian Geology of Sweden. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. X, N:o 19—20.
18. A. Laitakari: Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande. Bull. de la Com. géol. de Finl., N:o 46.
19. — —: Ein Prehnitvorkommen in Helsingfors. G. F. F. 1914, p. 36.
20. — —: Ueber die Petrographie und Mineralogie der Kalklager stätten von Pargas, Dissert. 1921.
21. N. Magnusson: Beitrag zur Kenntnis der optischen Eigenschaften der Olivinegruppe. G. F. F., Bd. 40, p. 601, 1918.
22. P. Niggli: Die Leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig 1920.
23. W. W. Nikitin: La Méthode universelle de Feodoroff 1914.
24. N. Nordenskiöld: Bidrag till närmare kännedom av Finlands mineralier och Geognosi. Stockholm 1920.
25. A. Osann: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. Abhandl. der Heidelberg Akad. der Wissenschaften, Heidelberg 1919.
26. J. Palmgren: Die Eulysite von Södermanland. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. XIV, p. 109, 1917.
27. P. Quensel: Die Geologie der Juan Fernandezinseln. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala Vol. XI, 1912.
28. J. J. Sederholm: Om berggrunden i Södra Finland. Fennia 8, 1892.
29. Hj. Sjögren: Kristallografisk undersökning av chondrodit och humit. Lunds Universitets årsskrift. Bd XVII, 1882.
30. N. Sundius: Beiträge zur Kenntnis der Skapolite. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, XV, p. 1, 1916.
31. — —: Beiträge zur Kenntnis des Skapolithe. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. XVI, p. 96, 1918.
32. — —: Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets. Vetenskapliga och praktiska undersökn. i Lappl. 1915.
33. — —: Åtvidabergstraktens geologi och malmfyndigheter. S. G. U. Ser. C, N:o 306, 1921.
34. P. P. Sustschinsky: Beiträge zur Kenntnis der Kontakte von Tiefengesteinen mit Kalksteinen im südwestlichen Finland. 1912.
35. E. Svedmark: Geologiska meddelanden. G. F. F., Bd 13, p. 197.
36. J. H. L. Vogt: The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. Journal of Geology, Vol. XXIX.
37. W. Wahl: Die Enstatitaugite. Tschermak's Min. u. Petr. Mitteil., Bd. XXVI.
38. H. S. Washington: Analyses of igneous rocks 1917.
39. M. Weibull: Om Kalken vid Tennberget. G. F. F., Bd 18, p. 73, 1896.
40. F. J. Wiik: Mineralogiska meddelanden VII. Zeitschr. Kryst. VII, p. 76.
41. Zimanyi: Wollastonit von Csiklova: Zeitschr. f. Kryst. 22, 1894, p. 352.
42. C. Östberg: Mineralogisk beskrivning över Färila, Ovanåkers och Woxna socknar i Hälsingland. J. K. A. 1838, p. 256.

I finally have to acknowledge the kind cooperation of Mr. E. Adams-Ray, when translating this paper into english.

List of plates.

(The photographs are taken by the author.)

Pl. XII.	Fig. 20.		»Toppgruvan». The horizontal jointing of the eulysite is clearly shown. The rock-wall on the right hand is a pegmatite dyke (J — 41 on the map), intersecting at right angles both the eulysite and the harzburgite, which latter occupies the foremost part of the rock-floor.
» XIII.	»	21.	Fragments of eulysite in gneiss-granite, south-western synclinal limb, locality E — 21.
» »	»	22.	Eulysite (E) between two pegmatite dykes (P) and surrounded by reaction zones of iron-anthophyllite (A).
» XIV.	»	23.	Hypothetic melting diagram FeO — SiO_2.
» »	»	24.	Eulysite from »Toppgruvan». Ord. light. Magn. 6 times.
» XV.	»	25.	Eulysite, partly transformed into an iron-anthophyllite-skarn, Ord. light. Magn. 6 times.
» »	»	26.	Section across a large iron-anthophyllite crystal, showing remains of fayalite and hornblende, besides some quartz. Ord. light. Magn. 6 times.
» XVI.	»	27.	Detail of fig. 26. showing fayalite and quartz. Ord. light. Magn. 40 times.
» »	»	28.	Detail of fig. 26, showing remains of fayalite. Nic. + Magn. 40 times.
» XVII.	»	29.	The transformation of hornblende (dark kernel) into grünerite, (colourless shell) bordering on fayalite. Ord. light. Magn. 100 times.
» XVIII.	»	30.	Polysynthetic lamellar twinning of grünerite. Nic. + Magn. 60 times.
» »	»	31.	Grünerite-skarn, darkly pigmented by alteration into hematite.
» XIX.	»	32.	The eastern exposure of »Stora Uttervikshage» Tunaberg, looking east. The vertical schistosity and the rectangular jointings are clearly visible.
» »	»	33.	The same exposure as fig. 32, looking west.
» XX.	»	34.	Section across a narrow part of the fayalite dyke at Gymåsberget, Woxna. Arrows show direction of bedding of rock-sequences I and II. Ord. light. Magn. 4 times.
» XXI.	»	35.	Detail of fig. 34. On the left side is seen how a small apophysis of the dyke has cut through the reaction zone of hornblende. Ord. light. Magn. 6 times.
» »	»	36.	Amphibolite rich in pyrite. The corroding of hornblende by pyrrhotite is shown by the columnar crystal at the bottom of the figure close to the colourless quartz. Ord light. Magn. 25 times.
» XXII.	»	37.	Hematite-serpentine-skarn from the Mansjö iron mine. The hematite is seen occupying pseudomorphs of serpentine and talc after grünerite and iron-anthophyllite. Ord. light. Magn. 20 times.
» XXIII.	»	38.	Amphibolite at locality D — 36, showing strong schistozity.
» »	»	39.	Strongly folded amphibolite from locality D — 36.
» XXIV.	»	40.	Amphibolite from locality D — 36. Ord. light. Magn. 20 times. (The white spots are holes in the thin-section).
» »	»	41.	Garnet-skarn from locality C—34 containing grünerite. Ord. light. Magn. 30 times.
» XXV.	»	42.	Garnet-skarn with weathered surface, showing the garnet crystals. On the left hand side of the skarn occurs amphibolite; on the right hand, para-gneiss,

Pl. XXV. Fig. 43. Garnet-skarn cut by pegmatite dykes at the fault, contour 34.

» XXVI. » 44. Garnetiferous para-gneiss, intruded by pegmatite.

» » » 45. Schistose para-gneiss. The left figure shows the normal contact towards the limestone (the calcite visible at the top part of the rock); the right figure, the extremely strong schistosity close to the eulysite.

» XXVII. » 46. Crystalline schist (para-gneiss). Nic. + Magn. 20 times.

» » » 47. Pyroxene-gneiss. Ord. light. Magn. 30 times.

» XXVIII. » 48. Strongly schistose pyroxene-gneiss. The rule is laid down at right angles to the schistosity. To the left, a white spot indicates a cross-cutting pegmatite dyke. Locality D—E—40.

» » » 49. »Stora Kalkbrottet» (the great limestone quarry). The stratified limestone at the bottom is clearly seen squeezed up between the gneiss folds. At the top of the quarry the dark eulysite covers the gneiss.

» XXIX. » 50. Limestone, showing the mica-covered dark bedding plane and the white fracture at right angles, indicating absence of mica.

» » » 51. Pegmatite from the upper dyke-series, consisting mainly of pink-coloured microcline.

» XXX. » 52. Pegmatite dyke (A) of the upper dyke-series. The dark diopside-contacts towards the stratified limestone are clearly visible.

» » » 53. Waterfilled limestone-quarry. On the upper right hand are plainly seen three gneiss folds.

» XXXI. » 54. Lump of grossularite (G) in the contact between limestone, gneiss (S) and pegmatite (P).

» » » 55. Rock-wall of the great limestone quarry illustrating the strong schistosity of the gneiss at the contact (marked by the rule) towards the stratified limestone.

» XXXII. » 56. The north-western rock wall of the »Stora Kalkbrottet». »A—A» indicates the contact gneiss-limestone. At »B» the limestone has been squeezed upwards, forming a triangular intrusion between two folds of the gneiss.

» » » 57. The skarn-formation of the contact between the limestone and the gneiss close to the eulysite.

» XXXIII. » 58. Detail of fig. 57. The eulysite, which occurs immediately above the light gneiss (S) is blasted away. The top of the rule touches the upper limit of the diopside skarn.

» » » 59. Detail of fig. 57. »S» is the scapolite outside of the skarn-zone, »G» is the garnet-skarn, »D» the diopside-skarn. The top of the hammar handle touches the upper limit of the limestone.

» XXXIV. » 60. Normal contact with alternating layers of limestone and gneiss, at some distance from the eulysite.

» » » 61. Grossularite (top.-part of rock) in contact with gneiss.

» XXXV. » 62. Limestone enclosing solitary grains of B-chondrodite.

» » » 63. Limestone, containing spinel and chondrodite marking the stratification of the previous mica-layers.

» XXXVI. » 64. Limestone, thoroughly pigmented by chondrodite.

Pl. XXXVI. Fig. 65. Limestone, containing solitary crystals of phlogopite.

» XXXVII. » 66. Contact between limestone and pegmatite. The white pegmatite (upper part of rock) includes rows of violet quartz-grains (to the upper left).

» » » 67. Fluor-pyroxene (mansjöite) dyke (at the top of the figure) cutting the limestone and containing exogenous calcite (white) and pargasite (dark). On the right hand, at the bottom, grains of serpentinisized B-chondrodite are seen in the limestone; on the left hand, a dyke of colourless apatite (white).

» XXXVIII. » 68. Limestone metamorphosed into vesuvianite. To the left is seen spinel-bearing limestone.

» XXXIX. » 69. Weathered scapolitisized pegmatite dyke, grading at the upper part into a »mansjöite-dyke».

» » » 70. The same rock as in fig. 69 on a fresh fracture surface. The sharp limiting of the scapolitisized pegmatite-dyke is clearly seen at the bottom of the figure (above »cm»), as are the diopside-contact-zones.
Where the dyke grades towards the top into mansjöite, the diopside changes into pargasite, and the accompanying G-chondrododite in the limestone into B-chondrodite.

» XL. » 71. Calcite-crystals, which show deformation-structures. Nic. + Magn. 40 times.

» XLI. » 72. Remains of an anorthite crystal with enclosures of calcite, Nic. + Magn. 40 times.

» » » 73. Fan of secondary prehnite, crystallized out of a groundmass of amphodelite. Nic. + Magn. 60 times.

» XLII. » 74. Diopside-contact between the pegmatite and the limestone. The dark spots along the right part of the contact are leucoxene. Ord. light. Magn. 6 times.

» » » 75. Detail of fig. 74. String of apatite within phlogopite. Ord. light. Magn. 60 times.

» XLIII. » 76. Detail of fig. 74. Diopside-rods within scapolite. The sharp sinous boundary between the two symplektitic diopside-scapolite-zones is clearly visible. Ord. light. Magn. 60 times.

» » » 77. Detail of fig. 74. Anorthite and scapolite of the pegmatite-dyke within the contact-zone, the diopside-rods of which are plainly seen in the upper left corner. Nic. + Magn. 50 times.

» XLIV. » 78. Detail of fig. 74. Scapolite-quartz symplektite, close to the inner diopside-scapolite-zone. Nic. + Magn. 60 times.

» » » 79. Mansjöite-fels from the pyroxene-dykes. The dark spots are grinding powder remaining in holes in the thin-section. Ord. light. Magn. 30 times.

» XLV. » 80. Prehnite(primary)-aggregates within golden-yellow fluidally arranged phlogopite. Mansjöite crystals corroded by the phlogopite are clearly seen. Ord. light. Magn. 15 times.

» XLVI. » 81. Wollastonite-needles and grains of diopside within vesuvianite. The needles start from twinned wollastonite-crystals. Nic. + Magn. 100 times.

» XLVII. » 82. Pargasite, intergrown at right angles by a smaller pargasite-crystal (dark). Nic. + Magn. 40 times.

Pl. XLVII.	Fig. 83.	Diopside-contact transformed into a pargasite-contact. The cross-section of a pargasite crystal is visible in the upper left-hand corner. The dark spots are leucoxene. The scapolitisized pegmatite is found on the right. Ord. light. Magn. 60 times.
» XLVIII.	» 84.	Lenticular rest of grossularite within vesuvianite, intergrown by diopside. Ord. light. Magn. 80 times.
» »	» 85.	Almanditic grossularite in pegmatite-limestone contact, rich in quartz. The dark is diopside, the gray garnet, the white scapolite and quartz. Within the garnet are also seen radiating chlorite-grains. Ord. light. Magn. 50 times.
» XLIX.	» 86.	Grossularite, poikilitically intergrown by diopside and cut by a vein of scapolite and quartz. Ord. light. Magn. 40 times.
» »	» 87.	Fig. 86 at Nic. + Magn. 40 times.
» L.	» 88.	Ring of scapolite grains around plagioclase. Thin-section from the upper pegmatite dyke series. Nic. + Magn. 30 times.
» »	» 89.	Scapolite showing secondary deformation structure at the pargasite-bearing dyke contacts. The dark mineral is leucoxene. Ord. light. Magn. 80 times.
» LI.	» 90.	The observations on the Mansjö Mt. scapolites, entered in the diagram of the refraction and birefringence of scapolites, according to SUNDIUS.
» LII.	» 91.	Scapolite, showing pavement structure in the centre of a pegmatite-dyke. Nic. + Magn. 30 times.
» »	» 92.	Vesuvianite (black) poikilitically intergrown by diopside. Nic. + Magn. 60 times.
» LIII.	» 93.	Vesuvianite poikilitically intergrown by pargasite. Nic. + Magn. 60 times.
» LIV.	» 94.	Zonaly built vesuvianite. On the right hand is seen grossularite. Both minerals are intergrown by diopside. Ord. light. Magn. 60 times.
» LV.	» 95.	Optically unhomogeneous vesuvianite. Nic. + Magn. 25 times.
» »	» 96.	Prehnite-crystal showing wedge-formed twinning structure. Ord. light. Magn. 80 times.
» LVI.	» 97.	G-chondrodite, showing twinning lamellae (dark), surrounded by spinel (black). Nic. + Magn. 40 times.
» »	» 98.	G-chondrodite in limestone; the calcite showing crossed lamellar twinning. Nic. + Magn. 30 times.
» LVII.	» 99.	Detail of fig. 98. Chondrodite-crystal showing twinning along (001) and (305). Nic. + Magn. 60 times.
» »	» 100.	Crystal of B-chondrodite altered into serpentine. Ord. light. Magn. 60 times.
» LVIII.	» 101.	Phlogopite crystal enclosing a corroded grain of calcite. Ord. light. Magn. 30 times.
» »	» 102.	Titanite-crystal in the diopside-contact of the lower dyke-series. Ord. light. Magn. 60 times.
» LIX.	» 103.	Apatite-dyke showing pavement structure. On the left hand vesuvianite. Nic. + Magn. 30 times.
» »	» 104.	Contact between apatite- and amphodelite-facies of a pegmatite-dyke. Nic. + Magn. 35 times.

Pl. LX.	Fig. 105.	Apatite-dyke. The dark spots in the centre of the dyke are amphodelite. On the outside of the apatite is seen vesuvianite with numerous »crocodile-skin»-like cleavages, bordering on solitary wollastonite crystals (not visible) and diopside. The neighbouring calcite is not in the picture. Ord. light. Magn. 30 times.
» »	» 106.	Anorthite and scapolite enclosing remains of calcite and diopside. Nic. + Magn. 40 times.
» LXI.	» 107.	»Breccia-symplektite». The dark groundmass is grossularite, the light, vesuvianite. Both are filled up with fragments of calcite, diopside, anorthite and scapolite. Nic. + Magn. 40 times.
» LXII.	» 108.	Vapour-pressure diagram for saturated fluid magma (according to NIGGLI).
» »	» 109.	Concentration-triangles $CaO : SiO_2 : CO_2$. Crosses indicate probable conditions at Mansjö Mt.
» LXIII.		Drawing of the symplektitic diopside-contact between the pegmatite dykes and the limestone.
» LXIV.		The Mansjö-district reprinted (with additions) from the map issued by the Swedish General Staff. Scale 1 : 50,000.[1]
» LXV.		The valley of the Woxnan, south of the Mansjö district, reprinted (with additions) from the map issued by the Swedish General Staff. Scale 1 : 50,000.
» LXVI.		Petrological map of the Mansjö Mt. Scale 1 : 500.
» LXVII.		Section through the Mansjö Mt. Scale 1 : 200.

[1] The enlysite at Hagermansdalen i drawn on the map as lying directly within the gneiss-granite. In reality it is probably surrounded by older rock series, but having been unable to determine their exact positions on account of the earth covering, I have omitted them altogether.

List of New analyses,

executed for this Dissertation.

Errata

p. 263. l. 11 read: considerable increase apparently caused by the last factor.

p. 263. l. 16 read: which, possibly, is the result of varying manganese percentages and is, in all probability, influenced too, by the percentages of magnesia and other components not specially determined. Those latter may account for the difference between my results and MAGNUSSON's curve (21. p. 622) of the axial angles of the Olivine-group.

Problems suggested by the Igneous Rocks of Jotnian and sub-Jotnian Age.

By

Per Geijer.

Introduction. Attention has repeatedly, and by various geologists, been called to the fact that the Jotnian of Fennoscandia and the Lake Superior Keweenawan, which in the irrespective regions occupy the same place in the geological time scale, exhibit very great analogies to each other. This appears in the continental character of the sediments, and in the climatic conditions that they indicate. The study of the physiographic conditions and the palæogeography of this period derives most of its interest from the fact that it represents the stage nearest preceding the Cambrian transgression and the appearance of its fauna. But also the manifestations of igneous activity during the same period offer many points of interest.

When studying some specimens of a »felsite» conglomerate from Keweenaw Point, Michigan, I observed the remarkable similarity of the pebbles to certain types among those igneous rocks that are called in Sweden and Finland sub-Jotnian, or the rapakivi group, and that unconformably underlie the Jotnian sediments. This has caused me to bring together — chiefly from accessible parts of a rather voluminous literature — data on the igneous rocks of the sub-Jotnian, the Jotnian and the Keweenawan, with the object to find out, which features in the igneous activity that, because of repetition in both regions, may with a certain proba-

bility be referred to some kind of causal relation with the type of crustal movements characteristic of both the regions in question during those times. It is believed that in this way some new points have been brought out that, although largely hypothetical, may deserve to be published. This paper is intended mainly as a contribution to discussions that have long been carried on among the geologists of Fennoscandia. Therefore, a general knowledge of Fennoscandian geology is expected of the reader.[1] Only some salient features are repeated here.

The Jotnian and sub-Jotnian igneous rocks, and their mutual relations. In order to make clear some definitions, and to facilitate references in the following discussion, a very brief summary of our knowledge of these rocks may first be given. The term Jotnian was introduced by SEDERHOLM (56) to cover the sediments of the youngest distincly pre-Cambrian period in Fennoscandia, a sandstone series of continental character, the largest district of which is the so-called Dala sandstone in Sweden. In the sandstones, there are contemporaneous flows of an amygdaloid diabase without olivine (Öje diabase) and sills of an olivine-diabase (Åsby diabase) (64). The discovery of pebbles of the latter in an Ordovician conglomerate (40) has shown that also this diabase type, although intrusive, belongs to the Jotnian.[2] Dikes of the diabases occur also in large districts outside those where flows or sills are preserved. In the times between the Jotnian and the nearest older sedimentary formation, the less wide-spread Jatulian, which in contrast to the typical Jotnian is folded, falls the eruption period of the rapakivi group, represented by rapakivi granites, gabbros and diabases, and corresponding flows, both in Finland and in Sweden. These rocks are younger than the folding of the Jatulian, but are separated from the Jotnian by a period of considerable erosion, as shown by the fact that, in several districts, the Jotnian arkoses rest on rapakivi intrusives of a plutonic character.[3] This relation has caused HÖGBOM (43) to call the rapakivi igneous groups sub-Jotnian. This term will be employed here, although some authors

---

[1] Good summaries with particular reference to the rocks discussed in this paper may be found in works of HÖGBOM (43 and 44 in the list of works cited) and SEDERHOLM (57).

[2] A diabase dike cutting the Cambrian in Idre, Dalarne (29), has been doubtfully referred to the Åsby type. Therefore FRÖDIN (17) is inclined to regard the Åsby diabase as partly of Cambrian age. The correlation with the Åsby type is somewhat doubtful, however, as the rock is much altered. For the following discussion, it is sufficient to know that by far the largest part of the Åsby diabase occurrences are distinctly older than the Cambrian, which is clearly proved by their relation in central Sweden.

[3] This relation has been studied in detail by SOBRAL at Nordingrå (59).

have extended the use of the name Jotnian to include also the rapakivis. A sub-Jotnian or Jotnian age is further probable or at least possible for a number of scattered occurrences of nepheline-syenites in various parts of Fennoscandia, many of which have proved greatly interesting to petrologists (Alnö, Särna, Norra Kärr, Almunge in Sweden, Fen in Norway, Kuusamo and Kuolajärvi in Finland, Umptek and Lujaur Urt in the Kola Peninsula). All these rocks have that in common with the sub-Jotnian and Jotnian eruptives that they are unaffected by folding. Since in most parts of Fennoscandia outside the mountain chain the latest now trace-

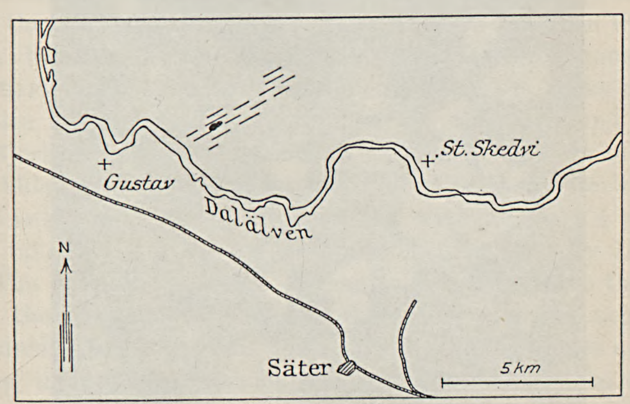


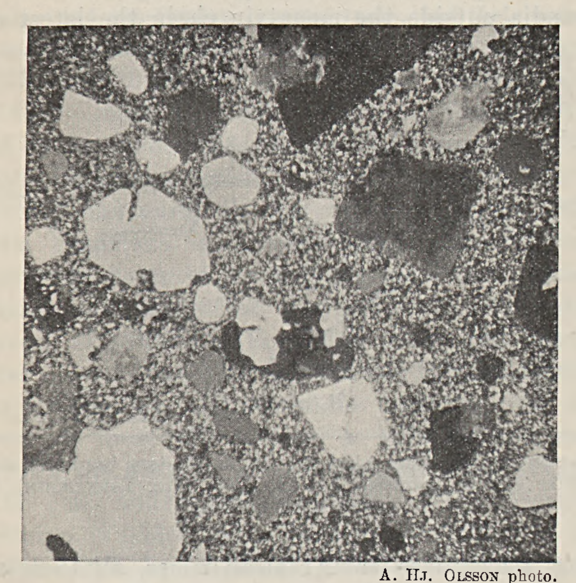
Fig. 1. Key map to illustrate situation of the Gustavs porphyry district. Scale 1 : 250 000. Dike system indicated by fine lines (after TÖRNEBOHM), observed porphyry stock in black.

able folding took place in Archæan times, all these rocks have often been called post-Archæan as a group name.[1]

Before proceeding further, a brief account must be given of two districts of sub-Jotnian rocks, not previously recognized as such, to which reference will be made in the following. One of these districts is situated in Gustav's parish in Dalarne, about 8 km. NW of the town of Säter (fig. 1). Om TÖRNEBOHM's geological map of this part of Central Sweden, published in 1880 (65), a system of parallel quartz-porphyry dikes is shown in the district in question. As the writer has found during two short excursions, these porphyries clearly belong to the sub-Jotnian group. The porphyry of the dikes, which are probably the feeders of fissure eruptions, has brick red feldspar phenocrysts, generally nearly isometric and varying in size from a fraction of 1 mm to about 10 mm. The

[1] Compare especially HÖGBOM (39).

quartz phenocrysts may reach 1 or 2 mm. The groundmass is greenish gray, fine-grained, micrographitic (fig. 2). It makes up less than half the volume of the rock. There is also at least one small stock-like intrusion, the rock of which belongs to another type, with fewer and smaller phenocrysts, more coarse-grained (decimillimeter-grained) groundmass and a yellowish red colour. As a loose boulder, a red granite was observed, with feldspars of 2—3 mm and quartz grains of 1—2 mm; microscopic examination reveals a beautiful granophyric texture.



A. Hj. Olsson photo.

Fig. 2. Gustavs dike porphyry, microphoto with nic. crossed, magn. 20 times.

In a chemical respect, these rocks are characterized by an intermediate Or: Ab proportion, as they carry about equal quantities of orthoclase and an albitic plagioclase, partly as perthitic intergrowths. The dark constituents are now represented only by a little chlorite. Fluorite and zircon, both common in rapakivis, are present. In one case, fluorite is seen to partly replace a quartz phenocryst.

The Gustavs porphyries probably represent the denuded root of a limited district of fissure eruptions. They are cut by dikes of Åsby diabase.

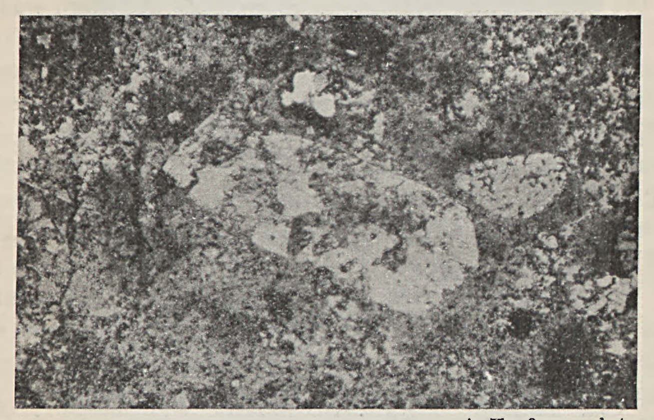
While the granitic phase belongs to a type that appears with the same general characteristics in several other sub-Jotnian districts, the dike porphyry may possibly be used as an indicator

boulder type, as it is distinctly different from all other varieties of post-Archæan porphyries that are known. Among erratics collected on Gotland by H. MUNTHE, of the Geological Survey, there is one small boulder from the Stora Karlsö island that belongs to this type.

The other new district of sub-Jotnian rocks is covered by the Södra Björkfjärden part of Lake Mälaren, about 30 km W of Stockholm. No such rocks are actually exposed, and their occurrence there is only inferred from the fact that pebbles of them are rather numerous in some conglomeratic layers in the Jotnian Mälar sandstone, which underlies this open part of the lake and outcrops on some of the surrounding islands. The writer's attention was called to them through TAMM's paper on the Mälar sandstone (62), in which quartz-porphyries are mentioned among the rocks occurring as pebbles in the sandstone erratics on the mainland south of Södra Björkfjärden. The material examined consists of some of these pebbles, which were most kindly put at the writer's disposal by Dr TAMM, and a sandstone specimen with at least 4 porphyry pebbles, taken in situ on the island Ekerön in 1879 by HJ. LUNDBOHM. The porphyry pebbles appear to be restricted to the eastern part of the sandstone basin, but the evidence, being negative, is not conclusive. The reasons for regarding these pebbles as derived from the immediate neighbourhood, and indicating the existence of similar rocks in the substratum of the sandstone basin, are the following. The coarser material of the conglomerates is, for the most part, clearly derived from the surrounding and underlying Archæan rocks. With the exception of the porphyries, there are no pebbles that differ noticeably from them. This is apparent from TAMM's descriptions,[1] and has also been the writer's impression during a visit in the district. Particularly remarkable is the absence of any garnet gneisses from the territory bounding the basin on the southern side. The fact that the porphyry pebbles occur many together in the conglomerates, also indicates that their place of origin cannot be far away. Further, the pebbles are closely similar to one another, and show the same characteristics not known from any previously described sub-Jotnian district. They carry feldspar phenocrysts, rarely surpassing 3 mm in size, and much fewer quartz phenocrysts of 1—2 mm. The groundmass is reddish brown to chocolate-coloured, the feldspars grayish or reddish yellow. The feldspar phenocrysts consist of an albitic

[1] The achates described by TAMM are clearly, as also interpreted by him, derived from amygdaloids in the Jotnian.

plagioclase with at least 92 per cent. Ab. They are often much corroded (fig. 3). There also some patches that may be orthoclase phenocrysts, but they are so strongly pigmented with red iron oxide that every determination is impossible. Further, there are serpentine pseudomorphs, about 0.5 mm long, of a short prismatic habit indicative of original pyroxene, although a parting at right angles to the longer axis, which is sometimes seen, suggests the possibility of fayalite. Some of the pseudomorphs contain much magnetite with the serpentine. There are also some large magnetite grains, and frequently crystallites in the groundmass, similar to those figured by HAUSEN (27, fig. 5). The groundmass is gene-



A. HJ. OLSSON photo.

Fig. 3. Mälar porphyry (pebble in Jotnian sandstone, Ekerö), microphoto. in ord. light, magn. 20 times. Shows corroded albite phenocrysts and the unevenly pigmented groundmass.

rally micropoikilitic, with the quartz »sponges» only 0.1—0.2 mm in size. The quartz is often of the »reticulating» type, which has been shown by the writer to be paramorphic after tridymite (19), and which is very common in sub-Jotnian porphyries. There is much red pigment, irregularly distributed (fig. 3). The relations of pigment, magnetite crystallites, and groundmass quartz indicate that probably the groudmass originally solidified as glass and that the quartz (originally tridymite) and feldspar developed through »primary devitrification» (compare 19). There is rather much apatite in these porphyries, and a little zircon.

This group of porphyries has its nearest affinities in the Östersjö-quartz-porphyries of the northern Baltic that have been described by HEDSTRÖM (29). They differ from them only by the following features: quartz phenocrysts are less common; the grain of

the groundmass is finer than observed in the Östersjö porphyries, and the pseudomorphs consist of serpentine instead of chlorite. The last-mentioned difference may, of course, be entirely secondary. On a whole, this Mälar porphyry, as it may be called, is to be regarded as an isolated outpost of the presumably sub-Jotnian porphyries of the northern Baltic. The Mälar porphyry, therefore, is probably to refer to the same age, although there are no clear proofs that it may not be Jotnian.[1] Geologically, this volcanic centre corresponds to those described by GAVELIN (18) from northern Småland, but its products are somewhat different.

After this necessary excursion, we shall now turn to the question of the mutual relations of the sub-Jotnian and the Jotnian igneous rocks. When these two groups are sometimes spoken of as one, the reasons are not only to be sought in the fact that both are distinctly separated from the Archæan. Another important reason which is probably generally recognized, but appears never to have been clearly stated as such, is the character of the Breven dike in Södermanland, described by WINGE (71). This dike, 30 km long and on an average about 1 km wide, is composed of an olivine diabase, a granophyric granite, and intermediate stages. A parallel, somewhat larger dike in the neighbourhood (the Hällefors dike) consists only of olivine-diabase and intermediate varieties. Now these dikes are parallel to the fault lines of Central Sweden, which are probably of Jotnian age (43), and the diabase belongs to the Åsby type, as pointed out by TÖRNEBOHM (64) and WINGE. These features class the dikes as Jotnian. On the other hand, the granitic phase corresponds chemically with the rapakivis (compare below, p. 428) and has been classed among them by HOLMQUIST (35). A tendency to a similar differentiation is reported from the Åsby diabase in Dalarne (50). Also the Öje diabase appears to have given rise to granitic differentiates. The peculiar diabase of Bullberget in Lima parish, Dalarne, which TÖRNEBOHM refers to the Öje diabase and regards as marking a volcanic centre for this type (67), is a fine-grained granophyre with a partly albitic plagioclase, potash feldspar and quartz, and pseudomorphs after a mafic

[1] Incidentally, attention may be called to the occurrence of a peculiar diabase intrusive (probably a big dike) on the little island Varnbyskär, on the southwestern margin of the sandstone basin (compare map sheet »Södertelje», ser. Aa, n:o 4, of the Geological Survey). According to a specimen collected by TÖRNEBOHM (in the collections of the Survey), it is similar to intermediate phases of the Breven dike (compare the following text). Its plagioclases are mantled by albite, granophyrically intergrown with quartz. The albite shows red in the hand specimen.

mineral (according to specimen in the collections of the Geological Survey).

Apparently there are very good reasons to regard the sub-Jotnian and Jotnian rocks as one petrographic province. This does hardly, however, justify the use of one formation name (Jotnian) for the whole complex, divided as it is by a great unconformity. Therefore, the term sub-Jotnian is here retained in the sense it has been used by HÖGBOM (43). A two-fold division also stands out in the chemical evolution of the magmas. The sub-Jotnian eruptions began with gabbros and diabases or their effusive equivalents, which were followed by rocks of a granitic composition. In the Jotnian, the diabases reappeared, but the granitic differentiates were represented only by phases of composite bodies, as the Breven dike. There are no independent granite bodies of Jotnian age known, nor any porphyries. The igneous rocks of the Jotnian evidently represent a renewed volcanic activity after a dormant period, and represent also a new cycle of differentiation. The pause in igneous action seems to have been contemporaneous with a long interruption in the faulting movements that were characteristic both for the time when the sub-Jotnian rocks made their appearance, and for the Jotnian (compare below).

It has been demonstrated by the Finnish geologists that the rapakivi granites were intruded in connection with faulting (for examples, see 55 and 15), and that the accompanying effusives represent fissure eruptions. It is a remarkable fact, perhaps not duly recognized, that the effusives are largely bound to now submarine areas. It is true that the largest area of sub-Jotnian effusives, the Dala porphyries,[1] forms an exception, but the other volcanic districts of this age now occupy some of the deeper portions of the Baltic and connected seas. Thus, RAMSAY's studies on Hogland (52) make it probable that the porphyries preserved on this horst underlie the neighbouring portions of the Gulf of Finland. Through studies of erratics on Gotland, HEDSTRÖM (29, 30) proved the existence of a considerable area of effusives of sub-Jotnian types (Östersjö quartz-porphyry, etc.) in the northern portion of the Baltic. HAUSEN (27) has in the same way shown that sub-Jotnian porphyries must occupy extensive areas on the bottom of the southern part of the Bothnian Gulf. This distribution is, of course, easily explained as due to later down-faulting, which has allowed the effusives to escape erosion better than elsewhere,

[1] After LOOSTRÖM's studies in Orsa (50), the sub-Jotnian age of these porphyries appears to be definitely proved.

and attention can be called to the Åland rapakivis as probably representing a portion that, not being down-faulted in the same degree, has been eroded to a deeper level. Yet this is probably not the only reason for the distribution of the sub-Jotnian effusives. It is obvious that they have never covered much larger areas over the present land surface than they do now, at least not in Sweden. Else their feeding dikes should remain as witnesses of the former extension of flows now completely removed by erosion. Now, outside the Dala porphyries, only the Gustavs district gives really strong reasons for being regarded as the denuded root of a swarm of fissure eruptions, and these have probably not reached far. The granite and diabase intrusives of Ragunda (41) and the related massifs of Mårdsjö (40) and Strömsund (16) may have been accompanied by outflows of lava, but there are no signs in their now exposed portions that prove it. Of the Finnish rapakivis, on the other hand, at least the Jaala and Viborg massifs appear to have been accompanied by surface flows (15, 52). On the whole, however, the present extension of sub-Jotnian effusives cannot be much less than it was originally. Therefore, even if later faulting may be responsible for the present level of the submerged porphyry areas,[1] it is highly probable that these areas were the scenes of particularly important faulting and subsidence already in sub-Jotnian time, combined with the extrusion of the flows. Evidently, the deeper portions of the Baltic and connected basins were beginning to develop as areas of depression already at that time. This might perhaps also have been expected from studies of the Archæan. Just as at least the master faults of southern Sweden appear to have been developed already in late Archæan time, part of the basin of the Baltic seems to have formed a distinct orographic element at that time (36, 1). The new porphyry centre in Lake Mälaren fits well into this picture.

It has already been mentioned that faulting processes were quite as characteristic of the Jotnian as of the sub-Jotnian. The dike systems of the Jotnian diabases are well-known illustrations. The great thickness of the Dala sandstone was explained by Törnebohm (66) as due to successive subsidence during the sedimentation. Högbom (45) has suggested that the Jotnian sediments were generally deposited in flexure or fault basins that were developing at that time, and that they never formed a continuous cover over the region where scattered districts are now preserved. Also

[1] This is well illustrated in Ramsay's description of Hogland (52).

Frödin has adopted this view (17). It has important points in common with the views on the origin of the Old Red sandstone of the British Isles that were formulated at just the same time by Barrell (2).[1]

As the crustal movements of the sub-Jotnian were similar to those of the Jotnian, it is pertinent to ask whether the conditions of erosion and deposition also were analogous. However, very little is known of sedimentation in sub-Jotnian times. Quartzite pebbles in the bottom layers of the Jotnian have been regarded as indications of the former existence of a sub-Jotnian quartzite formation. The sediments associated with the effusives are, besides typical tuffs, built up of porphyry detritus and seem to indicate physiographic conditions not very much different from those of the Jotnian. A better understanding of these rocks will certainly be reached through Looström's present studies on the Dala porphyries.

It is a well-known and most remarkable fact that the Jotnian sandstones preferably occur just where the substratum consists of sub-Jotnian rocks. An interesting explanation has recently been proposed by Frödin (17), who points out that under the mechanic weathering characteristic of Jotnian times the areas of rapidly disintegrating rapakivi were apt to form depressions, in which the sediments could accumulate. This explanation is attractive from several points of view, but grave objections also present themselves. Thus, it is hardly possible that the rapakivi areas could be excavated (by wind erosion?) so as to form distinct basins, like those occupied by several Jotnian districts. Among the best illustrations of this relation between sub-Jotnian areas and Jotnian sedimentation we find districts, as the Gävle and Dala sandstones, where Frödin himself gives good reasons for regarding the basins as structural depressions by flexuring. It is also remarkable that the association is quite as marked with the effusives, that show no special disposition towards mechanical weathering, as is illustrated by the porphyry and sandstone district in Dalarne, and by the Mälar porphyry and sandstone. Therefore, while the weathering of the rapakivis may have played some part in causing the peculiar association, we must also look for another factor of greater importance. It may be suggested that the faulting movements

---

[1] Barrell's discussion of the probable physiographic conditions (»dominant fluviatile origin under seasonal rainfall») also contains much of interest for the understanding of the Jotnian sediments. A river-plain origin of the latter had already been argued by Ramsay (53).

that localized the eruptions of the sub-Jotnian igneous rocks, and those that later within the same areas brought the deposition basins of the Jotnian into being, were expressions of a special instability within restricted areas. For the present it must be left an open question whether the causes of this instability are to be sought in the interference of great fissure systems, or in magma movements in greater depths.

The Keweenawan and its igneous rocks.[1] The now accepted threefold stratigraphical subdivision of the Lake Superior Keweenawan is the result of extensive studies by a number of very able geologists. The sedimentation appears never to have been interrupted by any erosional intervals of importance, but there is a series of smaller structural unconformities due to successive tilting during the deposition. During Keweenawan time a syncline was developed, the larger part of which is now occupied by Lake Superior. The tectonical features of the Keweenawan are interpreted in the same way as those of the Jotnian, emphasis being laid, by competent students in both regions, on the gradual deepening of sedimentation basins through flexuring and faulting. The stratigraphical division is based on the different character of the sediments. The lower Keweenawan is a normal sedimentary series, with a bottom conglomerate, shales, sandstones, marls and limestones. The middle Keweenawan is dominantly a volcanic formation, built up of lava flows of melaphyre, diabase, porphyrite and quartz-bearing porphyries. The basic members predominate. The flows have had the character of fissure eruptions. Interstratified between the lavas are sediments of a pronounced continental character, conglomerates, largely made up of volcanic material (particularly porphyries), red sandstones, and subordinated shales. The upper Keweenawan has sediments of the same general character, but the volcanic activity had ceased.

The large quantities of effusives have their intrusive equivalents of the same chemical characters. The most shallow intrusions are probably the diabase sills that are numerous not only within certain parts of the Keweenawan itself but also far outside it, particularly in the Animikie, the rather flat-lying stratification of which has been favourable for intrusion in the shape of sills. A more deep-seated character is apparent in some massifs of gabbroid rocks, as the Sudbury sheet and the Duluth gabbro. Granophyric phases (»red rock») appear on a large scale in these gabbros, and

[1] For a summary of literature up to 1911, compare (68).

are also met with in the diabases. There is also a number of independent granite intrusions that are thought to be of Keweenawan age, but the published data about them are surprisingly meagre.

As already mentioned, no unconformities indicating great erosion intervals have been proved within the Keweenawan. However, LANE (48) mentions the occurrence of intrusive rocks (gabbros and »red rock») as pebbles in several of the conglomerate horizons of Keweenaw Point. To a Fennoscandian geologist, this observation instantly suggests the possibility of an unconformity within the



A. HJ. OLSSON photo.

Fig. 4. »Red rock» pebble in a Keweenaw Point conglomerate, microphoto. with nic. crossed, magn. 20 times.

Keweenawan, comparable in magnitude to that separating the Jotnian from the sub-Jotnian. It was, therefore, of a great interest to find, in a »Great Conglomerate» specimen in the collections of the Mineralogical Departement of the National Museum of Natural History in Stockholm,[1] a pebble of one of the rock types in question. The pebble, about 5 cm. in diameter, consists of brownish red felspars, 2 to 3 mm. long, and a little quartz. The microscopic examination revealed, however, that most of the apparently homogeneous feldspars are intergrown with quartz in a beautiful granophyric texture (fig. 4). Part of the feldspar could be deter-

[1] This specimen belongs to a set of the »Rohn collection» of rock specimens illustrating Lake Superior geology.

mined as albite ($Ab_{95}An_5$, from the extinction + 20° in sections ⊥ γ), but the red heavily pigmented feldspar is probably orthoclase. Evidently this member of the »red rock» group is no truly plutonic rock, but an intrusion solidified at a rather shallow depth. It may have been exposed through faulting and tilting, with very little general erosion. Its appearance in the conglomerate is fully consistent with the views of the Lake Superior geologists (including Lane, who first called attention to these pebbles) that there are no great erosional unconformities within the Keweenawan. The petrographic province of the Keweenawan, therefore, is a unity, not bisected by a non-volcanic period as the sub-Jotnian and Jotnian group. On the other hand, the upper Keweenawan is free from signs of igneous activity.

Comparison of the aspects of igneous geology in the Jotnian, the sub-Jotnian, and the Keweenawan. The diabases of the Jotnian have their counterparts in the Keweenawan, both in the effusive and the intrusive phases. There are some differences, however, as olivine-bearing phases appear among the surface flows only in the Keweenawan, while instead the sill diabases are, partly at least, more acid than the Jotnian Åsby diabase. The amygdaloids of the two formations are very much like each other in their general aspects, and achate amygdules are reported from both, although, curiously enough, only found as conglomerate pebbles and never in situ. A striking difference, however, is the absence of zeolithic copper deposits in the Jotnian rocks. This is one side of a difference of deep-going and peculiar character: the Keweenawan eruptives of gabbroid or diabasic character are accompanied by a number of deposits, among the most important known, of ores of copper (Keweenaw Point, Sudbury), nickel (Sudbury), cobalt and silver (Cobalt-Gowganda), but no corresponding concentrations of metals are know from the Jotnian.[1]

The occurrence of aplitic differentiates with granophyric textures in the large gabbro or norite bodies of Duluth and Sudbury, and smaller ones like the Pigeon Point intrusive, is a close parallel to the Breven dike.

On the other hand, there is in the Jotnian known no equivalent of the independent granite bodies of the Keweenawan, nor of its quartz-bearing effusive porphyries. For their counterparts in Fennoscandia, we must look among the sub-Jotnian rocks instead.

[1] The sub-Jotnian rocks have only given rise to the complex, tin-bearing contact deposits of Pitkäranta (63), which are genetically connected with a rapakivi granite, and to some insignificant occurrences of sulphides with fluorite.

There being so litte known of the Keweenawan granites, only the effusive acidic rocks will be considered here.

These acid effusives, which occur in great quantities in Minnesota and in Michigan, although subordinated to the basic members, are described as quartz-porphyries and felsites. To judge from the scant but probably typical material at the writer's disposal,[1] the groundmass in the latter has the same composition as in those varieties that also carry quartz phenocrysts. The phenocrysts in both groups are albite. One section perpendicular to γ gives an extinction of + 19°, which means $Ab_{94}An_6$ (according to BECKE's



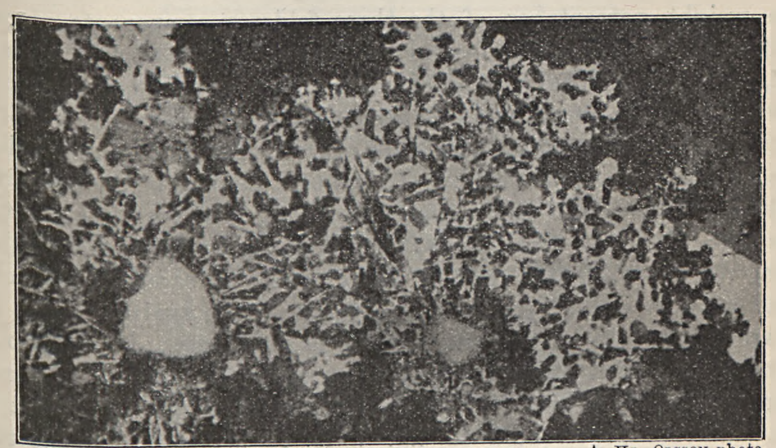
A. HJ. OLSSON photo.

Fig. 5. Microphoto. of a Keweenawan »felsite», nic. crossed, magn. 35 times. Shows the appearance of the quartz as a phenocryst and as »reticulating» and interstitial poikilitic areas in the groundmass.

tables). Orthoclase is sometimes represented by antiperthitic intergrowths, but is always quite subordinated, as far as the phenocrysts are concerned. There is probably more of it in the heavily pigmented feldspar of the groundmass, but this cannot be determined microscopically. It is highly probable, however, that in the rock as a whole the albite molecule predominates over the orthoclase, or is at least equal to it. This is not the case in the only available analyses of these rocks, those published in HUBBARD's report on the Keweenaw Point felsites (38). These analyses instead

[1] Besides some conglomerate pebbles from Keweenaw Point, there have been studied three specimens from typical occurrences on the Minnesota coast, in the Rohn standard collection (compare p. 422).

show a most decided predominance of the potash feldspar. Unfortunately, HUBBARD's report is not available in any Swedish library, wherefore the writer does not know whether the microscopic characteristics of these rocks are in accordance with the analytical results. It is entirely out of question, however, that any one of the Keweenawan porphyries examined by the writer should contain so much potash feldspar as HUBBARD's least potassic variety. It may also be recalled that already IRVING's descriptions (46) speak of much »oligoclase» among the phenocrysts — the albite evidently being taken for oligoclase, a most natural mistake at a time when microscopical petrography was still in its infancy. It



A. HJ. OLSSON photo.

Fig. 6. Östersjö quartz-porphyry (erratic boulder from Gotland), microphoto. at crossed nicols and magn. 32 times. Compare fig. 5 (reproduced from G. F. F. 35, 1913, p. 69).

is therefore reasonable to conclude that HUBBARD's analyses represent local and rather exceptional varieties.

Otherwise, the Keweenawan porphyries appear to represent about the same variations in composition as do the sub-Jotnian effusives of corresponding quartz contents. Also among them, albite phenocrysts appear to be most common,[1] and there are varieties with and without phenocrysts of quartz. Also texturally the analogy is striking. The micropoikilitic texture with »reticulating quartz», which is so common in the sub-Jotnian porphyries (19), appears to

[1] HAUSEN (27) describes a quartz-keratophyre from the Bothnian Gulf, with phenocrysts of labradorite. Since no optical data are given, except that the extinction angle generally exceeds 8°, there seems to be reasons to suspect albite instead.

be the normal type also in the Keweenawan rocks.[1] It may be remarked, however, that in both regions it is sometimes found also in older rocks (19, 8). To illustrate how the same characteristic texture is found in both regions, a picture of a Keweenawan porphyry (Lake Superior shore, Minnesota)[2] is here reproduced together with that of an Östersjö quartz-porphyry already published in an earlier paper by the writer. The latter is regarded as a good indicator boulder type.

In order to give an easily surveyed picture of the accordances in chemical characters of the two petrographic provinces here considered, the »feldspar proportions» of the acid differentiates are illustrated by fig. 7 and 8. As shown by H. E. Johansson (47), the weight percentages of the three feldspar components express better than any other feature that can be presented in a plane diagram the chemical characters of a group of acid igneous rocks. Recently, this proceeding has been used with advantage by Sundius (60) to characterize the main igneous groups of the Swedish pre-Cambrian. A comparison of Sundius' diagram of the rapakivis with fig. 7 here will show some differences, however. As Sundius has not detracted CaO for apatite etc., the analyses fall further from the Or — Ab line than in fig. 7, which is based on the feldspar proportions of the norm. Further, only analyses rated by Washington (69) as superior have been used here. Instead, some have been added that are not represented in Sundius' diagram. For the plutonic and dike rocks, the minimum quartz content in the analyses represented in fig. 7 is 19 per cent., but the two effusive forms range as far down as 17,7 per cent. The same principles have been followed in the construction of fig. 8. The minimum quartz content is 20, except for no. 27, the Pigeon Point quartz-diorite, which has only 11,8. The analyses of the Keweenaw Point felsites that have been published by Hubbard are omitted as they would, for reasons already given, be misleading when no analyses of more typical effusives could be presented at the same time.[3]

In the diagram of the Fennoscandian rocks, the following points may be noted.[4] There is a characteristic grouping of the rapakivi

[1] It must be the texture spoken of by Irving (46, p. 99) as a network of secondary quartz appearing as an »arborescent tracery or frost-work», a somewhat misleading description of the straight lamellae.

[2] = no. 852 of Irving (46, p. 108).

[3] Of the two analyses in the »superior» group, one has $Or_{76,2}Ab_{23,8}An_0$, and the other $Or_{98,5}Ab_{1,5}An_0$.

[4] Most of these features appear also in Sundius' diagram (60).

An

Or Ab

• Rapakivi granites (sub-Jotnian).

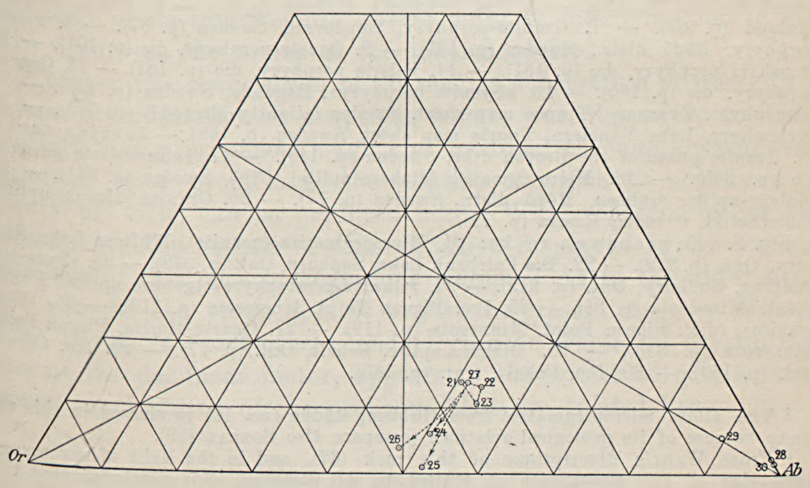
+ Dike porphyries (sub-Jotnian).

× Effusive porphyries (sub-Jotnian).

⊙ Granite and monzonite of Breven (Jotnian).

○ Diabase aplites (Jotnian).

Fig. 7. Feldspar proportions of sub-Jotnian and Jotnian acid rocks.



⊙ Granitic phases of gabbro and norite. ○ Aplites of Nipissing diabase.

Fig. 8. Feldspar proportions of Keweenawan acid rocks (for explanation compare foot-note on p. 428).

29—220270. *G. F. F. 1922.*

granites about the half-way line between Or and Ab, with only moderate anorthite percentages. The porphyritic dikes show the same general character, but with a marked increase in potash (compare SUNDIUS, p. 584). The same is true of the effusives, but it is probable — from microscopic examinations — that most sub-Jotnian effusive porphyries rather fall on the Ab side of the dividing line. The analyses nos. 14 and 15 are also instructive as illustrating a considerable variety in the An percentage among very closely related rocks.

Among the Jotnian acidic rocks, which are all very intimately connected with more basic phases, the Breven granite (no. 16) falls within the dot group of the rapakivis. The intermediate rock of the same dike, with 19,1 per cent quartz, is also inserted for comparison (no. 17). The subordinated aplites of the sill diabases are pronouncedly sodic rocks,[1] exept no. 20 (from Schtscheliki, Olonetz),[2] which has a rather peculiar character.

Turning now to the Keweenawan rocks, we have among them no analyses of independent igneous bodies to compare with the rapakivis. As to the effusives, it is evident from the above descriptions that they must be, as groups, closely similar to each other. The »red rock» of Pigeon Point (nos. 24—26) has a common rapakivi composition. There is a striking similarity to its Fennoscandian

---

Fig. 7. Sub-Jotnian rocks: 1. Rapakivi granite, Rödö, Sweden (69, p. 67).[3] — 2. D:o, Ragunda, Sweden (p. 157). — 3. D:o, Nordingrå, Sweden (p. 131). — 4. D:o, Åland, Finland (p. 193). — 5. D:o, Pyterlaks, Finland (p. 67). — 6. D:o, Pitkäranta, Finland (p. 67). — 7. Granite-porphyry, Sundsvall, Sweden (p. 67). — 8. Felsite porphyry, Rödö distr., Sweden (p. 131). — 9. Quartz-porphyry, d:o (p. 131). — 10. Rapakivi porphyry, d:o (p. 131). — 11. Felsite porphyry, d:o (p. 131). — 12. Quartz-porphyry, d:o (p. 165). — 13. »Syenite porphyry», Ragunda, Sweden (p. 146). — 14. Orthophyre, Kvarnarp, Tranås map sheet, Sweden (slightly altered?) (p. 795). — 15. Orthophyre, Lake Vänstern, Tranås map sheet, Sweden (p. 165). — Jotnian rocks: 16. Granite phase of the Breven dike, Sweden (p. 145). — 17. Intermediate phase of d:o (p. 345). — 18. Micropegmatite (diabase aplite), Ulvö, Sweden (p. 341). — 19. Diabase-aplite, Gubben, Rödö distr., Sweden (p. 77). — 20. Granite (diabase aplite), Schtscheliki, Olonetz, Russia (p. 79).

Fig. 8. Keweenawan rocks: 21. Micropegmatite (granite), Whitson Lake, Sudbury, Ont. (p. 329). — 22. D:o Fairbank Lake, Sudbury, Ont. (p. 349). — 23. »Syenite», Onaping, Sudbury, Ont. (p. 219). — 24. »Quartz-keratophyre» (gabbro aplite), Pigeon Point, Minnesota (p. 81). — 25. D:o, Pigeon Point, Minnesota (p. 119). — 26. »Soda granite», (d:o), Pigeon Point, Minnesota (p. 119). — 27. Quartz-diorite, Pigeon Point, Minnesota (p. 343). — 28. Diabase aplite, Cobalt, Ont. (p. 77). — 29. D:o, Cobalt, Ont. (p. 163). — 30. D:o, Cobalt, Ont. (p. 163).

[1] The albite micropregmatite from Gubben, Rödön (no. 19) is classed in this age group because of its geological relations (compare also SOBRAL (59).

[2] From WAHL'S descriptions of this rock (67), and in the light of our present knowledge of the appearance of aplites in sill diabases, it is concluded that this granite belongs to the intruded diabase as a salic differentiate.

[3] For brevity's sake reference is made only to WASHINGTON'S »Chemical analyses of igneous rocks» (69), where the original sourcues may be found.

counterpart in geological respect, the Breven granite, although there is in the Pigeon Point body a more pronounced sweep towards the Or corner of the diagram as acidity increases, as shown by comparison with the quartz-diorite (no. 27) with 11,8 per cent. quartz. The granophyre of the Sudbury sheet shows a somewhat different aspect, the three analyses (no. 21—23), with quartz percentages between 24,8 and 32,8, falling close to the much less silicic quartz-diorite of Pigeon Point.

The aplites of the Nipissing diabase at Cobalt form a characteristic group near the albite corner of the diagram, just as do the corresponding phases of the Åsby diabase sills.

The variations illustrated by single bodies of igneous rocks, as at Breven, Sudbury, or Pigeon Point, are here interpreted as due solely to magmatic differentiation. It is well known that particularly the American occurrences of this type have been the objects of lively discussions, some writers maintaining that the acid phase is due to assimilation of the country rock, while others agree in regarding differentiation alone as the source of the inhomogeneity, by disagree in regard to the parts played by fractional crystallization and by differentiation in the liquid state. Now, however, there seems to be a decisive majority among competent observers for the view that the assimilation at the actually visible contacts has been insignificant.[1] The Breven dike is also a good illustration, as olivine-diabase or at least intermediate rocks separate the granitic phase of the dike from the granitic country rock. The character of its intermediate phases point to differentiation in the dike fissure as the source of the inhomogeneity.

Whether the composition of the magma substratum or »reservoir», before differentiation or eruptions began, was due solely to differentiation of a primæval magma or modified through abyssal assimilation, is a problem to the solution of which no new facts or points of view can be produced here. What concerns us for the present are the aspects of differentiation displayed in the various fractions of this once homogeneous magma. As to the differentiation process, the views applied to just the present cases by WRIGHT (72),[2] BOWEN (4), and others, and relying on fractional crystallization as the dominant factor, appears to the writer to give a satisfactory explanation of the problems that are treated here.

---

[1] Compare DALY (11), p. 447.

[2] WRIGHT adopts »the theory of differentation by fractional crystallization combined with convection currents and general upward movement of the magma» to explain the relations of the red rock aplite of Mount Bohemia to the gabbro.

There are particulary two aspects of the differentation illustrated by figs. 7 and 8 that deserve attention. One is the close analogy between the rapakivis and the granites of Breven and Pigeont Point. This relation forms a new link in the chain of evidence that has been presented by BOWEN for the development of a granite by differentiation from a gabbro or diabase in analogy with the differentiation of the Pigeon Point sill. In Fennoscandia, the relations reviewed above allow us to consider the rapakivi granites as independent igneous bodies originated in essentially the same way as the "red rock", "micropegmatite" or granite phases of gabbro bodies, but intruded separately. The grain shows, however, that these granites partly solidified at greater depths than the just-mentioned acid phases, which in turn means that differentiation took place considerably deeper down in the crust. Already in 1891, SEDERHOLM (55) pointed out that a continuous textural series can be traced from the porphyritic, granophyric rapakivis to the coarse-grained varieties, and attributed the textural differences to original differences in depth. The acid phases observed in combination with gabbros or diabases belong, texturally, to the former group.

The effusives, being chemical equivalents of the rapakivis, are to be similarly interpreted.

The other remarkable feature is the existence of two types of aplitic differentiates in gabbros and diabases. In one, the feldspar of the acid phase has an intermediate Or-Ab proportion. This is the case in all the larger differentiated intrusives, as at Breven, Sudbury and Pigeon Point. In the other type, represented by most analyses of sill diabase aplites,[1] the march of differentiation apparently proceeds nearly along the An-Ab line of the diagram to the Ab corner. This type of differentiatiation is possible only where the undifferentiated igneous body is extremely low in potash. It can never result in the development of granites composed like the rapakivis, or of corresponding effusives. It seems to be a fact, although exact figures cannot be produced, that the aplites of the latter type appear in much smaller quantities than those of the former, not only in an absolute sense, but also in proportion to the differentiated rock body as a whole. Among the possible explanations for this difference, attention may be called to one as a

[1] The Schtscheliki aplite (no. 20) occupies a rather isolated position in the diagram and will not be specially considered. It may be interpreted as a further stage in the march of differentitation towards the Or corner, which is also apparent in the Pigeon Point group. The high An content is noteworthy, however.

possible object for further study. It is suggested that the pronouncedly albitic aplites occur in diabase bodies which represent the basic or intermediate fraction from a previous differentiation of the other (Breven) type. If a rock of this composition is refused, and subjected to a differentiation similar to the first, little or no potash feldspar may be present to concentrate into the aplitic portion, but there is always a possibility open for a further splitting up of the plagioclase, a portion of its albite entering into the aplite. If the amount of aplitic differentiate is inconspicuous in comparison to the rest of the igneous body, such a differentiation may mean only a very slight increase of the average anorthite proportion of the diabase itself. Aplites with the same relations to the diabase, but consisting of pure albite with no potash and very little quartz, have been found by the writer in the Archæan diabase sills of the Vittangi district in Lappland (20). The explanation of these two types of aplite differentiation forms an important test-case for the hypotheses of magmatic differentiation as applied to these rocks. Under the assimilation hypothesis an answer is easily found in different compositions of the absorbed material. This fact deserves serious consideration, but the apparent simplicity of the explanation is no proof of its truth.

The greater post-Archæan petrographic provinces of Fennoscandia. If the sub-Jotnian and Jotnian eruptives of Fennoscandia can be regarded as one petrographic province, it lies near at hand to ask whether also some other rocks may be referred to the same larger group. There are good reasons for a reply in the affirmative. The other post-Archæan eruptives outside the Caledonian mountain chain are the following: nepheline-syenites of uncertain age, diabases that cut the Silurian, the remarkable igneous series of the Kristiania district (probably early Devonian), the Scanian basalts (Tertiary) and the isolated volcanic centres of the Dellen type. Högbom (42) has maintained that the nepheline-syenite of Alnö is closely related to the sub-Jotnian rocks. Gavelin (18) argues a similar age for the catapleiite syenite of Norra Kärr. Brögger (5) has recently summarized arguments for a Jotnian age of the nepheline-syenite group as a whole in Fennoscandia, except the Palæozoic representatives in the Kristiania district. Brögger points out that an association with the Jotnian Åsby diabase seems natural in the light of the intimate relations of essexites and nepheline-syenites at Kristiania. Thus the sub-Jotnian and Jotnian petrographic province can be extended to include these scattered occurrences of a new rock type, but pre-

sumably of Jotnian age. It may be suggested, however, that this province can also be extended upward in the geological time scale. The analogies between the Palæozoic igneous rocks of Kristiania and the sub-Jotnian and Jotnian groups (taken together) have long been recognized, and have furnished arguments in the discussions of the probable age of some the Fennoscandian occurrences of alkaline rocks. However, the time that elapsed between the eruption of the Jotnian rocks and of those in the Kristiania district, may not have been much longer than the interval between the former and the sub-Jotnian group, and the same time interval has — outside the mountain chain — been a period of quiet conditions without any signs of faulting and great subsidences. There are diabase dikes and sheets at various places in the Cambro-Silurian of southern Sweden,[1] but there are, within Fennoscandia outside the mountain chain, no signs of any important crustal movements anywhere before those in the Kristiania district, which were contemporaneous with the next display of igneous activity. Thus there may be traced within Fennoscandia outside the mountain zone three great periods of igneous activity in late pre-Cambrian and Palæozoic times. All have been contemporaneous with faulting movements.

There is further a possibility that also the later extrusions, of a proved or probable Tertiary age, ought to be included as representing the last phase of the same petrographic province. The Scanian basalts, which are known to be of this age, belong to a border zone of Fennoscandia. They are partly alkaline rocks that show some possible affinities to the earlier groups. The isolated volcanic centres of rhyolitic or andesitic rocks, Dellen (61), Mien (37), Lappajärvi and Jänisjärvi (13), have chemical compositions markedly different from those of the earlier groups and thought to be due to assimilation processes. Geologically, however, they show several points in common with them, for instance with the sub-Jotnian centre marked by the Mälar porphyry. These volcanoes are generally believed to belong tho the Tertiary,[2] and have probably been connected with the faulting that appears to have accompanied great changes of level in Fennoscandia at that time. These signs of volcanic activity are, however, rather inconspicuous. The dying out of volcanism in this region, which

[1] If the diabase occurrences in the Cambrian of Dalarne that are quoted by Frödin (17) really belong to the Åsby type, they form another illustration of the intimate relations of the various post-Archæan groups.

[2]) A closer connection with the Jotnian rocks has been argued by Eskola (13).

was fore-shadowed by this feeble response to great crustal movements, was apparently completed in Quaternary time, as no signs of such an activity have then accompained the changes of level.

To the east and south-east of Fennoscandia, the Russian tableland appears to have reached stability at an earlier stage. The Volhynian rapakivis and associated rocks, thought to be contemporaneous with the sub-Jotnian group, appear to represent the last activity. There seem to be good reasons for seeing in them an outpost of the same great petrographic province that is evident in Fennoscandia. On the other side of the Caledonian mountain chain, the basin of the North Atlantic has during the Tertiary and up to the present time been a region of subsidences and great outpourings of lava. Chemically, these rocks have important features in common with the sub-Jotnian and Jotnian groups.

The Caledonian mountain chain forms a deep trench in the Fennoscandian resistance block (34, 22). Along this deep-going weakness zone there has been carried to upper regions an assemblage of magma rocks that differ radically from all the post-Archæan rocks in the rest of Fennoscandia, and have decidedly "Pacific" characters.[1]

The use here made of the term "petrographic province" to cover all the post-Archæan igneous rocks of Fennoscandia, except only the Caledonian ones, which form a province of their own, seems entirely in agreement with the commonly accepted meaning of the term. The recognition of this larger province must not obscure the fact that it includes several well-defined provinces, more limited as to time and extension, as the Kristiania district, which has, thanks to Brögger's works, become universally recognized as an ideal case of a petrographic province. To speak of the larger province is only to emphasize the fact that at least during late pre-Cambrian and Palæozoic times the magma stratum underlying the Fennoscandian resistance block retained the same general characters. Whenever any magmas reached the upper parts of the crust, during faulting movements or through gas explosions, they represented this magma. Probably some of the variations exhibited within the province stand in causal relations to differences in regard to the factors just mentioned. The Caledonian rocks are totally different. Their appearance is due to the mountain-making forces. The contrast between the two provinces instantly recalls two terms in structural geology, evolution and revolution. The

[1] Compare, for example, Goldschmidt's descriptions of some of the Caledonian intrusives (23).

rocks outside the mountain chain are connected with evolutionary processes, tectonically speaking, and show only slow changes during long ages, while the mountain zone represents a revolution, both tectonically and in its igneous geology. This brings us over to one of the most debated problems in petrogenetical science, for the solution of which the post-Archæan rocks of Fennoscandia offer some good clues.

The relations of magmatic differentiation to crustal movements. As is well known, it has been pointed out by Harker (24) and Becke (3) that alkaline rocks are characteristic of those regions that show the coast type called by Suess Atlantic, and the sub-alkaline rocks of the Pacific type. Because of this correspondence, the terms Atlantic and Pacific have been employed also for the rock groups in question. The former group, then, is connected with radial movements in the crust (Harker's "plateau structure"), the latter with tangential movements. An explanation of this relation has by several writers been sought in the supposedly different action of the magmatic gases under different structural conditions. Smyth (58) has called attention to what appears to be the salient point, by laying stress on the conditions of crustal rigidity that find an expression in reaction by faulting instead of folding. He concludes that there is a more quiet development of magmatic differentiation under these conditions, with better opportunities for gaseous transfer within the magma, to which the development of the alkaline (Atlantic) rocks is credited.

The views that are expressed by adopting the terms Atlantic and Pacific for the two rock groups in question have been subjected to severe criticism by a number of other prominent petrologists.[1] It is also natural that many exceptions to the rules can be pointed out, as the two kinds of crustal movements may merge into one another, or overlap. Yet, while statistics of this kind cannot be rendered in figures, it seems to the present writer quite impossible to deny that the alkaline rocks are more often met with in resistance areas or regions of faulting, than in folding chains. However, this does not allow the conclusion that the areas characterized by each main type of crustal movement are underlain by a magma of alkaline or sub-alkaline character. The only justifiable inference is that the particular conditions necessary for the forming of that singular product of magmatic differentiation, an alkaline rock, are more often realized in plateau regions than in

[1] Compare literature quoted by Daly (12).

folding zones. One of these possible factors is the long-continued action of volcanic gases, as suggested by SMYTH. The part played by these gases had already earlier been emphasized by DALY in his ingenious paper on the origin of the alkaline rocks (9). In this paper, syntexis of limestone is regarded as the main factor leading to the development of alkaline rocks, stress being laid both on the chemical action of dissolved CaO and on the CO_2 as a promoter of differentiation. It is also mentioned that juvenile gases may perhaps bring about the same results as these resurgent ones. However, DALY (12) does not support the application later made by SMYTH.

Let us now see what points of view on these questions that may be obtained from the post-Archæan rocks of Fennoscandia.

First, illustrations are found of the intimate association of alkaline and sub-alkaline rocks, The opinion, now embraced by most petrologists, that the former are only exceptional offshoots of the latter, is the only one consistent with the actual facts in Fennoscandia. Thus, among the sub-Jotnian rocks, most of the basic phases show no alkaline traits, but the acid phases, both rapakivi granites and effusives, show a distinct tendency toward an alkaline character. This tendency appears in the low anorthite percentage (fig. 7). However, an insufficiency of the alumina to combine with all the potash and soda to form feldspars, which is the most characteristic chemical feature of acid alkaline rocks, is only rarely met with. The blue amphibole observed by FRÖDIN (16) in a Strömsund porphyry is one of the few cases where the mineral composition of the rock indicates any tendency in this direction. The basic rocks which accompany the rapakivis are generally ordinary gabbros, sometimes grading into anorthosites. The only exception is the diabase of the Ragunda massif, which could be called an essexite. It may be noted that the accompanying granite has, among the rapakivis, the lowest anorthite percentage (no. 2 in fig. 7), in other words, is the most pronouncedly alkaline. It is characteristic that ROSENBUSCH (54) placed the Ragunda and Nordingrå granites in the alkaline group, but the Finnish representatives of the same province among the sub-alkaline granites. Thus, the sub-Jotnian rocks give evidence of the development of alkaline phases together with apparently ordinary sub-alkaline ones. In the Jotnian diabases, no clear evidence of alkaline traits are observed, except the rapakivi character of the acid differentiate of Breven. The more pronounced is the alkaline character of the nepheline-syenites of supposed Jotnian age,

and the Palæozoic eruptives of the Kristiania district form one of the most remarkable associations of alkaline rocks that is known anywhere. The Tertiary volcanics have already been sufficiently characterized.

Also in these respects the igneous rocks of the Lake Superior Keweenawan are analogous to those of the sub-Jotnian and Jotnian. The extremely low anorthite content in the acid effusives is perhaps the most pronounced alkaline feature. In one case, aegirine has been observed as constituent of a granitic dike of supposed Keweenawan age.[1]

If these various rocks are considered in their relations to crustal movements, the following fact deserves attention. The igneous cycles of the sub-Jotnian, the Jotnian and the Keweenawan were contemporaneous with subsidences by flexuring and faulting. The same fact may also be so expressed that they illustrate the nature of the magmas brought to surface levels when a region of resistance breaks down by regional faulting.

There is a fact that appears to have escaped due recognition in the discussion of the »Atlantic» and »Pacific» groups, and that is the scarcity or total absence of typically »Atlantic» rocks in some of those districts where, structurally, the Atlantic type is very well developed. Thus, the Tertiary and recent basalts of the North Atlantic, these imposing products of giant fissure eruptions in a region of great faulting movements, cannot be classed as »Atlantic». HARKER (25) sees the explanation in a combination of Atlantic and Pacific structures. VON WOLFF (71), who otherwise accepts the views of HARKER and BECKE, finds it impossible to place the basalts in general in either of the two groups, and proposes for these a third group, named the »Arctic» with reference particulary to these North Atlantic basalts. Yet, if one throws off the bounds of always strictly distinguishing between alkaline and sub-alkaline rocks as two sharply contrasted groups, it is easy to see features that mark a tendency to an alkaline differentiation also in this province. These features are similar to those traced in the sub-Jotnian and the Keweenawan. As in these rocks, they are best distinguished in the more acid differentiates. The liparites of Iceland, that were studied by BÄCKSTRÖM (6), have proved characteristically difficult to place in either the alkaline or the sub-alkaline group. On Skye and in its vicinity, some typically alkaline rocks have been noted by HARKER

[1] Compare LANE's appendix to WRIGHT's paper on Mount Bohemia (72).

(26), as riebeckite-granite and bostonite. The rockallite is also probably a member of the province.

The evidence from these three petrographic provinces may be summed up as follows. When a resistance area is regionally so broken by faulting that the underlying magma may reach the surface or at least the upper crust levels, this magma is found to be partly basaltic (gabbroid) and partly granitic in composition. There is a more or less pronounced tendency to an alkaline character in the acid phases, but only rarely in the basic ones. Rocks with an intermediate silica percentage are rare.

This basalt-liparite combination without intermediate stages was noted among the Icelandic lavas by BÄCKSTRÖM (7), who then saw in it a proof of limited miscibility between silicate magmas. It may be recalled that this combination is characteristic not only of the Keweenawan, but also of the Huronian and Keewatin effusives of the Lake Superior region. On the other hand, in Fennoscandia, and partycularly in Sweden, the volcanics that antedate the sub-Jotnian group are decidedly acid with only subordinated basic phases.

The structural conditions that regulated the eruptions of the Kristiania district were largely the same as in the regions hitherto considered, as is well known from BRÖGGER's works. The alkaline character of the rocks, however, is much more pronounced. As a feature of possible value for the explanation of this difference, it may be pointed out that, in comparison to the Fennoscandian resistance region as a whole, the faulted area of the Kristiania district is only a moderate window in the great expanse of rigid crust. On the other hand, the opportunities for a syntexis of limestone must have been greater there than in the sub-Jotnian group.

The nepheline-syenite occurrences of possibly Jotnian age form a special group. They are not connected with faulting, except the Norra Kärr area, wich lies in the dislocated zone east of Lake Vättern. But also this nepheline-syenite body shares with Alnö, Almunge, Fen and others the character of a deeply eroded volcanic vent. As recently emphasized by BRÖGGER (5), the geological relations in all these cases are those of magma-filled diatremes, formed through gas explosions.

This appears to be a common form of nepheline-syenites also elsewhere. A good example is the Tertiary phonolite volcano of Cripple Creek, Colorado (49). Denuded, and with the vent further exposed through mining operations, it gives us an opportunity to

study the upper portions of a vent of the same character as those just mentioned. Its rather isolated position in an Archæan area that has resisted folding and reacted largely through marginal faulting[1] emphasizes its analogous character. It is further conspicuous by the contrast to the nearest volcanics of the same age as regards the chemical composition of its rocks, and this difference is made still more remarkable by the fact that it belongs to the same large metallogenetic province.

This wide-spread appearance of nepheline-syenites as diatreme volcanoes suggests a new argument for the rôle ascribed to magmatic gases in bringing about, or at least facilitating, the development of alkaline magmas. The nepheline syenites are known to contain great quantities of gaseous compounds. Their mode of occurrence in the cases here reviewed points at a connection with volcanic gas explosions of extreme violence. These have been much more intense than those of the historically recorded explosions of andesite volcanoes, which have only consisted in the driving out of solidified lava from the upper portions of the vents, not in blowing an entirely new passage through thick masses of older, non-volcanic rocks. Perhaps the positions of our nepheline-syenite centres, without accompanying similar centres of other igneous rocks, are due to lack of sufficient gas tension in the underlying magma for the blowing out of diatremes, except at the places where the high concentration of gases also led to the development of nepheline rocks.

In the outlining of these views, the question has not yet been asked whence those gases came. The field relations, as here reviewed, point to an explanation similar but not quite identical to that alternatively suggested in 1910 by Daly (9) to account for the Cripple Creek phonolite: the action of juvenile gases. However, the Fennoscandian nepheline rocks have also furnished some of the most spectacular illustrations to the same author's hypothesis of the origin of alkaline rocks through syntexis of limestone. Alnö was well known at the time this hypothesis was formulated. Later, the vesuvianite-bearing rocks of Almunge (51) and the Fen district with its limestone (5) have been added tho the list. It is generally found most probable that these limestones were stoped down from above. If so, however, syntexis of the limestone could not have furnished the gas necessary for the opening of the diatreme. It is also difficult to imagine how a funnel could be blown through

[1] Compare (14).

perhaps kilometres of granitic rocks and a moderate cover of limestone, and yet only limestone go back down into it. On the other hand, it is just as improbable that the magma, on arising, encountered limestone in sufficient quantities in the depth in these districts, which, at the surface, consist exclusively of granitic rocks. Either these granites are not batholithic as generally believed, but laccolithic, and there may be a limestone-bearing substratum below them, or the limestone did not cause the first development of a nepheline rock, only the later forming of some peculiar phases of it, as ijolite.[1] Evidently, there is a most striking conflict of important and strongly suggestive field evidences, and the nepheline-syenites are more interesting to the petrologist than ever before.

It may be noted that also other kinds of typically alkaline rocks occur as similarly isolated vents. The diamond-bearing »pipes» of South Africa are examples among ultra-basic members of the alkaline group. Also the trachydolerites of Spitzbergen are such cases (21, 32), outposts of the North Atlantic basalt region.

If the North Atlantic region is regarded as an extension of the Fennoscandian resistance area, or the still larger unit that also embraces most of Russia, the Caledonian trench is found to form a deep scar through a region where faulting has ruled instead of folding, and gabbroid rocks, more or less alkaline granites and small quantities of nepheline-syenites are the chief types of igneous rocks. From the relations of these two large petrographic provinces, it might be surmised that the sub-alkaline rocks of the Caledonian chain are derived from greater depths in the crust than the more alkaline forms of the surrounding regions, in direct contrast to Becke's views on the relations between the »Pacific» and »Atlantic» families (3). However, this is not necessarily the cause of the difference. In strong contrast to the magma portions underlying the resistance region, the syntectonic intrusions of the Caledonian zone have moved as in a giant mixer, which must have resulted in radically different conditions of differentation. The causes of the different aspects of magmatic differentiation, therefore, are probably to be sought in the contrast between the slow and gradual evolution of the magma underlying the resistance area, and the revolutionary history of the orogenetic intrusions.

Geological Survey of Sweden, April, 1922.

[1] Compare Shand's description of the relations of foyaite, ijolite and limestone at Spitzkop (The nepheline rocks of Sekukuniland, Trans. Geol. Soc. South Afr., 24, 1921, p. 111). There, however, the geological relations point at an assimilation of the carbonate rock at a deeper level in the conduit (Shand, l. c.)

List of works cited.[1])

1. ASKLUND, B. Några urbergstektoniska problem från Östergötland. G. F. F. 43, 1921, p. 596.
2. BARRELL, JOSEPH. Dominantly fluviatile origin under seasonal rainfall of the Old Red Sandstone. Bull. Geol. Soc. America, 27, 1916, p. 345.
3. BECKE, F. Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 22, 1903, p. 209.
4. BOWEN, N. L. Later stages in the evolution of igneous rocks. Journ. Geology, 23, 1915, suppl.
5. BRÖGGER, W. C. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Videnskabsselsk. skrifter, I: 1, 1920, n:o 9 (Kristiania 1921).
6. BÄCKSTRÖM, HELGE. Beiträge zur Kentniss der isländischen Liparite. G. F. F. 13, 1891, p. 637.
7. —— Causes of magmatic differentiation. Journ. Geology, 1, 1893, p. 773.
8. CLEMENTS, J. M. The volcanics of the Michigamme District of Michigan. Journ. Geology, 3, 1895, p. 801 (also in U. S. Geol. Survey, monogr. 36).
9. DALY, REGINALD A. Origin of the alkaline rocks. Bull. Geol. Soc. America, 21, 1910, p. 87.
10. —— Igneous rocks and their origin. New York. 1914.
11. —— The geology of Pigeon Point, Minnesota. Am. Journ. Science, 43, 1917, p. 423.
12. —— Genesis of the alkaline rocks. Journ. Geology, 26, 1918, p. 97.
13. ESKOLA, PENTTI. Volcanic necks in Lake Jänisjärvi in eastern Finland. Bull. comm. géol. Finlande, n:o 55.
14. FINLAY, GEORGE I. Colorado Springs Folio. U. S. Geol. Survey, Geologic Atlas of the U. S., Folio n:o 203.
15. FROSTÉRUS, BENJAMIN. S:t Michel. Sect. C 2, Geol. Öfversiktskarta öfver Finland (Geol. Kommissionen).
16. FRÖDIN, GUSTAF. Om en förekomst av Ragundabergarter i trakten av Strömsund i norra Jämtland. S. G. U., ser. C, n:o 290.
17. —— Om de s. k. prekambriska kvartsit-sparagmitformationerna i Sveriges sydliga fjälltrakter, S. G. U., ser. C, n:o 299.
18. GAVELIN, AXEL. Ett nytt postarkäiskt eruptivområde i norra Småland. S. G. U., ser. C, n:o 241.
19. GEIJER, PER. On poikilitic intergrowths of quartz and alkali feldspar in volcanic rocks. G. F. F. 35, 1913, p. 51.
20. —— Det grafit- och järnmalmsförande området vid Vittangi. S. G. U., ser. C, n:o 284.

[1]) The following shorter abbreviations are used:
G. F. F. = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
S. G. U. = Sveriges geologiska undersökning.

21. Goldschmidt, V. M. Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von Nordwestspitzbergen. Videnskapsselsk. Skrifter, 1911, I: 1, n:o 9 (Kristiania 1912).
22. —— Die kaledonische Deformation der südnorwegischen Urgebirgstafel. Videnskapsselsk. Skrifter, 1912, I: 2, n:o 19 (Kristiania 1913).
23. —— Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Videnskapsselsk. Skrifter I, 1916, n:o 2 (Kristiania 1916).
24. Harker, Alfred. The natural history of igneous rocks: I. Their geographical and chronological distribution. Science Progress, 6, 1896, p. 12.
25. —— Some aspects of modern petrology. Pres. Address, British Assoc. for the Advancement of Science, Portsmouth 1911.
26. —— (Chapters in »The British Isles», vol. III: 1 of Steinmann-Wilckens, Handbuch der regionalen Geologie. Heidelberg 1917.)
27. Hausen, H. Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar (Mit deutschem Referat). Bull. comm. géol. Finlande, n:o 31 (1912).
28. —— Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. (Mit deutschem Referat.) Bull. comm. géol. Finlande, n:o 32 (1912).
29. Hedström, H. Geologiska notiser från Dalarne. 4. Om de kambriska bergarternas läge vid »Knallbergen», Idre. G. F. F. 18, 1896, p. 68.
30. —— Studier öfver bergarter från morän vid Visby. G. F. F. 16, 1894, p. 247.
31. —— Om block af postarkäiska eruptiva Östersjöbergarter från Gotska Sandön. G. F. F. 17, 1895, p. 74.
32. Hoel, A., and Holtedahl, O. Les nappes de lave, les volcans et les sources thermales dans les environs de la Baie Wood au Spitsberg. Videnskapsselsk. Skrifter, 1911, I: 1 (Kristiana 1912).
33. Holmquist, P. J. Om Rödöområdets rapakivi och gångbergarter. (Mit einem Resumé in deutscher Sprache.) S. G. U., ser. C, n:o 181.
34. —— Bidrag till diskussionen om den skandinaviska fjällkedjans tektonik. G. F. F. 23, 1901, p. 55.
35. —— Studien über die Granite von Schweden. Bull. Geol. Inst. Upsala, 7, 1906, p. 77.
36. —— Stockholmstraktens berggrundstektonik. G. F. F. 43, 1921, p. 216.
37. Holst, N. O. Ryoliten vid sjön Mien. S. G. U., ser. C, n:o 110.
38. Hubbard, L. L. Keweenaw Point, with particular reference to the felsites and their associated rocks. Geol. Survey Michigan, 6, pt. 2, 1898.
39. Högbom, A. G. Om postarkäiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. G. F. F. 15, 1893, p. 209.
40. —— Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. S. G. U., ser. C, n:o 140.
41. —— Om Ragundadalens geologi (Mit einem Resumé in deutscher Sprache). S. G. U., ser. C, n:o 182.

42. Högbom, A. G. The igneous rocks of Ragunda, Alnö, Rödö and Nordingrå. G. F. F. 31, 1909, p. 347. (Also as guide n:o 3, 11:th int. geol. congress).
43. —— Pre-Cambrian geology of Sweden. Bull. Geol. Inst. Upsala, 10, 1910, p. 1.
44. —— Fennoskandia (IV: 3 of Steinmann-Wilckens, Handbuch der regionalen Geologie). Heidelberg 1913.
45. —— Sur Mechanik der Spaltenverwerfungen; eine Studie über mittelschwedische Verwerfungsbreccien. Bull. Geol. Inst. Upsala, 13: 2, 1916, p. 391.
46. Irving, R. D. The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. Geol. Survey, monogr. 5.
47. Johansson, H. E. Till frågan om de mellansvenska järnmalmernas bildningssätt (2). G. F. F. 29, 1907, p. 143.
48. Lane, Alfred, C. The geology of Keweenaw Point — a brief decription. Proc., Lake Superior Mining Institute, vol. 12, p. 81.
Leith, C. K., *vide* 68.
49. Lindgren, Waldemar, and Ransome, F. L. Geology and gold deposits of the Cripple Creek District, Colorado. U. S. Geological Survey, Prof. Paper n:o 54.
50. Looström, Ragnar. Die Unterlage der Elfdalgesteine im Kirchspiel Orsa. Bull. Geol. Inst. Upsala, 15, 1916, p. 279.
51. Quensel, Percy. The alkaline rocks of Almunge. Bull. Geol. Inst. Upsala, 12, 1913—1914, p. 129.
52. Ramsay, W. Om Hoglands geologiska byggnad. G. F. F. 12, 1890, p. 471.
53. —— Geologins grunder (1. ed.), Helsingfors 1909.
Ransome, F. L., *vide* 49.
54. Rosenbusch, H. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, II: 1. Heidelberg 1907.
55. Sederholm, J. J. Über die finnländischen Rapakiwigesteine. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 12, 1891, p. 1.
56. —— Om indelningen af de prekambriska formationerna i Sverige och Finland och om nomenklaturen för dessa äldsta bildningar G. F. F. 19, 1897, p. 20.
57. —— Les roches préquaternaires de la Finlande. Bull. comm. géol. Finlande, n:o 29 (1911).
58. Smyth, C. H., Jr. The chemical composition of the alkaline rocks and its significance as to their origin. Am. Journ. Science, 36, 1913, p. 33.
59. Sobral, José M. Contributions to the geology of the Nordingrå region. Uppsala 1913.
60. Sundius, N. Några frågor om våra arkäiska intrusivformationer i mellersta och södra Sverige. G. F. F. 43, 1921, p. 547.
61. Svenonius, F. Hyperstenandesit från Norrland. G. F. F. 8, 1886, p. 103.
62. Tamm, Olof. Några iakttagelser angående Mälarsandstenen. G. F. F. 37, 1915, p. 265.
63. Trüstedt, Otto. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bull. comm. géol. Finlande, n:o 19 (1907).

64. TÖRNEBOHM, A. E. Om Sveriges viktigare diabas- och gabbroarter. K. Vet. Akad. Handlingar, 14, n:r 13. Stockholm 1877 (German transl. in Neues Jahrb., 1877).
65. —— Geologisk öfversiktskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag. Bl. 2. Stockholm 1880.
66. —— Grunddragen av det centrala Skandinaviens bergbyggnad. K. Vet. Akad. Handlingar, 28, n:o 5. Stockholm 1896.
67. WAHL, WALTER. Beiträge zur Geologie der präkambrischen Bildungen im Gouvernement Olonez. II: 3. Fennia 24, n:o 3. Helsingfors 1908.
68. VAN HISE, C. R., and LEITH, C. K. The geology of the Lake Superior region. U. S. Geol. Survey, monogr. 52.
69. WASHINGTON, H. S. Chemical analyses of igneous rocks. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper n:o 99.
70. WINGE, K. Om diabas-granitgången vid Brefven. G. F. F. 18, 1896, p. 187.
71. VON WOLFF, F. Der Vulkanismus. I. Stuttgart 1914.
72. WRIGHT, F. E. The intrusive rocks of Mount Bohemia, Michigan. Geol. Survey Michigan; Ann. Rep. 1908.

Über die Kristallstruktur von Jodsilber, Marshit (CuJ) und Miersit (4 Ag J. CuJ).

Von

G. Aminoff.

Jodsilber ist schon seit langer Zeit sowohl von kristallographischer als von physikalischer Seite ein Gegenstand von grossem Interesse gewesen. Der Grund hiervon ist teils darin zu suchen dass AgJ (unter + 146°) in einer ziemlich ungewöhnlichen Kristallklasse, nämlich in der dihexagonal-pyramidalen, (C_{6v}), kristallisiert, teils auch in einer nahen Übereinstimmung im Achsenverhältnis mit einer Anzahl einfach zusammengesetzter Substanzen von verschiedenem chemischem Charakter. Besonders augenfällig ist die Übereinstimmung in Symmetrie und Achsenverhältnis zwischen AgJ und ZnO. Weiter ist die bekannte Umwandlung bei + 146°, wobei die Symmetrie von hexagonal zu regulär übergeht, Gegenstand für eine Serie zum Teil sehr genauer Studien gewesen. Von speziellem Interesse ist endlich auch Jodsilber auf Grund der Rolle, die es in der Photographie spielt.

Um bei der Diskussion der Probleme, die mit Jodsilber verknüpft sind, einen Ausgangspunkt zu erhalten, hat Verf. die genannte Substanz einer röntgenographischen Untersuchung unterzogen. Hierbei wurde Photographierung von ganzen Kristallen mit Bremsstrahlung (Laue-Methode) und von Kristallpulver mit monokromatischer Strahlung nach Debye bewerkstelligt. Im Anschluss an die Untersuchung der regulären Modifikation von Jodsilber sind auch Marshit und Miersit zum Gegenstand des Studiums mit der Debye-Methode gemacht worden.

I. Jodsilber.

Die hexagonale Modifikation.

Untersuchung mit Bremsstrahlung. Als Material wurden Spaltblätter // (0001) von künstlichen Kristallen, dargestellt von C. Goldbach in Zell a. H., angewendet. Auf Grund der Plasticität des

Jodsilbers bot es besonders grosse Schwierigkeiten hinreichend dünne Präparate herzustellen ohne dass die Spaltblätter sich krümmten. Auch sehr gelinde Deformation der Präparate bewirkte, dass die Interferenzflecken zu Streifen ausgezogen wurden, wodurch Messungen unmöglich gemacht wurden. Nach einer beträchtlichen Anzahl misslungener Versuche wurden doch schliesslich ein paar Photogramme (In Fig. 1 schematisch abgebildet) mit völlig ungestörten Interferenzflecken erhalten. Als Lichtquelle wurde eine Lilienfeldröhre mit Pt-Antikathode angewendet. Die Stromstärke betrug ca 7 Milliampere bei ca 80000 Volt. Eine ziemlich lange

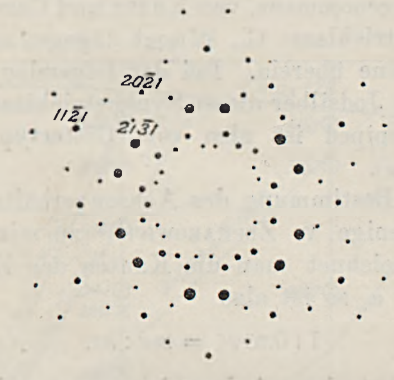


Fig. 1. Lauediagramm von AgJ an (0001).

Beleuchtungszeit war notwendig (etwa 1 Stunde). Diese hatte indessen einen weniger wünschenswerten Schleier auf der Platte zur Folge. Aus einem KCl-Kristall wurde die Kleinste photographisch wirksame Wellenlänge zu ~ 0.20 Å. E.[1] berechnet.

Die Interferenzbilder zeigten eine sechszählige Symmetrieachse und sechs Symmetrieebenen, senkrecht zur Platte. Da die Röntgenogramme auf Grund des zentrosymmetrischen Charakters des kristallographischen Röntgeneffekts stets zur Symmetriegruppe des Kristalles, multipliziert mit einem Inversionszentrum, führen, hat man in diesem Fall mit folgenden Symmetriegruppen, welche alle volle hexagonale Laue-Symmetrie in der Richtung der optischen Achse aufweisen, zu rechnen, nämlich

Dihexagonal-bipyramidale	Klasse	$= D_{6h}$
» -pyramidale	»	$= C_{6v}$
Hexagonal-trapezoedrische	»	$= D_6$
Ditrigonal-bipyramidale	»	$= D_{3h}$

[1] Vgl. Zeitschr. f. Krist. **56** (1921), S. 497.

Gewöhnlich wird Jodsilber der dihexagonal-pyramidalen Klasse zugeschrieben. Ätzversuche, bewerkstelligt von Kraus und Cook[1] sprechen auch bestimmt zu Gunsten dieser Symmetrieklasse. Indessen hat Spencer[2] Messungen an rhomboedrisch ausgebildeten Kristallen ausgeführt und nimmt im Anschluss hieran an, dass Jodsilber der ditrigonal-pyramidalen Klasse (C_{3v}) zugeführt werden muss. Dieser Klasse angehörende Kristalle müssen indessen auf (0001) Röntgenogramme abgeben, die eine dreizählige Symmetrieachse nebst drei Symmetrieebenen besitzen. Die beobachtete Laue-Symmetrie steht also nicht im Einklang mit Spencers Beobachtung. Die gewöhnlich angenommene, von Kraus und Cook mittels Ätzning bestätigte, Symmetrieklasse C_{6v} stimmt dagegen mit der Symmetrie der Röntgenogramme überein. Bei der folgenden Diskussion wird angenommen, dass Jodsilber dieser Symmetrieklasse angehört. Sein Elementarparallelepiped ist also vom Gittertyp Γ_h (Hexagonale Translationsgruppe).

Die genaueste Bestimmung des Achsenverhältnisses des Jodsilbers scheint diejenige v. Zepharowichs[3] zu sein. Er gibt c:a = 0.8196:1 an. Bezeichnet man die Kanten des Elementarparallelepipeds mit c und a, so ist also

$$1 : 0.8196 = ma : nc,$$

oder, mit Rücksicht darauf dass hexagonale Kristalle auf zwei verschiedene Systeme von horizontalen Achsen, die mit einander 30° bilden, zurückgeführt werden können,

$$1 : 0.8196 = m\sqrt{3}a : nc$$

Es gilt also die Koeffizienten m und n zu bestimmen und ob die morphologisch festgestellten horizontalen Achsen den a-Achsen des Elementarparallelepipeds entsprechen oder mit ihnen 30° bilden. Wie von Gross[4] nachgewiesen, gewährt das Lauediagramm hinreichende Aufklärungen für eine solche Bestimmung. Dies wird dabei in Form eines Indicesfeldes wiedergegeben. Der Gedankengang ist folgender: Die Indiceskombinationen, die als Interferenzflecken in einem Lauediagramm auftreten, können als Punkte in einer Koordinatendarstellung abgesetzt werden, beispielsweise in dem nun vorliegenden Fall mit $x = l$, $y = h^2 + i^2 + hi$ (siehe Fig. 2). In einer solchen graphischen Darstellung von allen denkbaren In-

[1] Zeitschr. f. Kryst. **46** (1909), S. 424.
[2] Ibid. **35** (1902), S. 452.
[3] Zeitschr. f. Kryst. **4** (1879), S. 119.
[4] Centralbl. für Mineralogie etc. 1919, S. 203.

diceskombinationen müssen die im Lauediagramm (hier auf (0001)) möglichen Indiceskombinationen innerhalb dreier Grenzen liegen, von welchen zwei in dem Origo der graphischen Darstellung zusammentreffen. Die drei Grenzen werden bestimmt, die im Figur obere durch den Faktor $\frac{1}{\Delta^2}$ (den »Lorentzfaktor»), wo Δ = der Flächeninhalt des Elementarparallelogrammes ist, die links in der Figur durch die kleinste in der Bremsstrahlung vorhandene, photographisch wirksame Wellenlänge (λ_{min}), die untere durch den Radius (r) des Kreises auf der Platte, in welchem die Interferenzflecken gemessen werden.

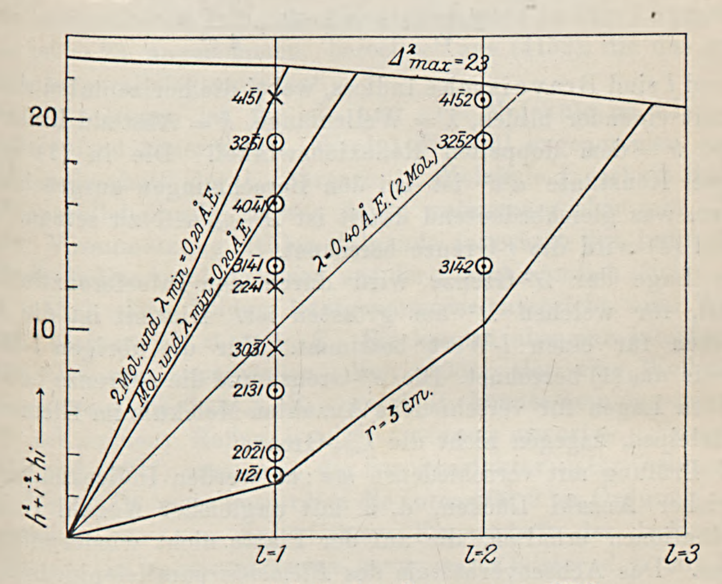


Fig. 2. Indicesfeld für Lauediagramme an (0001)

In einem Kreise mit dem Radius r auf der Platte können nun nur solche Interferenzflecken liegen, deren Indiceskombinationen in der graphischen Darstellung innerhalb der Grenzen des Indicesfeldes liegen. Es kann indessen eintreffen, dass den Indiceskombinationen im Indicesfelde keine Interferenzflecken auf der Platte entsprechen. In solchem Fall ist der Strukturfaktor für die betreffende Fläche = oder ~ 0. Für jedes Achsenverhältnis $mc : na$, bezw. $\sqrt{3}mc : na$ werden nun für die Interferenzflecken verschiedene Indiceskombinationen berechnet. Für jedes solche Achsenverhältnis erhalten auch die Grenzen verschiedene Lagen in der graphischen Darstellung. Die Grenzen werden durch Absetzen der y-Koor-

dinate $h^2 + i^2 + hi$ für $x = 1$, $x = 2$, usw. konstruiert. Bei der Berechnung kommen folgende Formeln zur Anwendung, die für hexagonale Gitter gelten.

$$\Delta^2 = \left(h^2 + i^2 + hi + \frac{3}{4}\frac{a^2}{c^2}l^2\right)a^2c^2 \quad \ldots \ldots \ldots (1)$$

$$\lambda = \frac{3a^2l}{2c\left(h^2 + i^2 + hi + \frac{3}{4}\frac{a^2}{c^2}l^2\right)} \quad \ldots \ldots \ldots (2)$$

$$tg\vartheta = rk \quad \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots (3)$$

$$\sin\frac{\vartheta}{2} = \frac{al\sqrt{3}}{2c\sqrt{h^2 + i^2 + hi + \frac{3}{4}\frac{a^2}{c^2}l^2}} \quad \ldots \ldots \ldots (4)$$

h, i und l sind Bravaissche Indices, wobei die horizontalen Achsen 120° mit einander bilden, λ = Wellenlänge, k = Abstand Kristall—Platte, ϑ = dem doppelten Reflexionswinkel. Die in (1) einbegriffene Konstante a^2c^2 ist bei den Berechnungen ausgeschlossen worden, was gleichbedeutend damit ist $\Delta^2_{(10\bar{1}0)} = 1$ zu setzen. Aus (3) und (4) wird die r-Grenze berechnet.

Die Lage der Δ^2-Grenze wird durch den Interferenzfleck bestimmt, für welchen Δ^2 am grössten ist. Hiermit ist die Lage derselben für einen l-Wert bestimmt. Für die übrigen l-Werte wird sie aus (1) berechnet. Die Δ^2-Grenze und die r-Grenze besitzen dieselben Lagen für verschiedene Anzahlen Moleküle im Elementarparalleleiped, dagegen nicht die λ_{min}-Grenze.

Bei Prüfung mit verschiedenen $ma : nc$ werden Indicesfelder mit ungleicher Anzahl Lücken, d. h. mit ungleicher Anzahl Indiceskombinationen erhalten, die auf der Platte nicht wiedergefunden werden. Das Achsenverhältnis des *Elementar*parallelepipeds ist an der kleinsten Anzahl Lücken zu erkennen. Jedem anderen Achsenverhältnis entspricht ein grösseres Parallelepiped, das, da es mehrere Atome enthält, für mehrere Indiceskombinationen den Strukturfaktor 0 gibt. Bei dieser Prüfung ist eine Konstruktion der λ_{min}-Grenze, wenigstens im vorliegenden Fall, nicht notwendig. Es zeigt sich, dass

$$ma : nc = a : 2c,$$

d. h. dass das Achsenverhältnis des Elementarparallelepipeds vom Typ $a : c = 1 : 1.6$ ist. Die üblichen Symbole für die Kristallformen des Jodsilbers müssen also so transformiert werden dass $l_1 = \frac{l}{2}$. Die morphologisch gewählten horizontalen Achsen decken sich mit denjenigen des Elementarparallelepipeds.

Aus dem nun gefundenen Achsenverhältnis werden die Symbole der innerhalb eines Radius von 30 mm auf der Platte liegenden Interferenzflecke bestimmt zu:

(11$\bar{2}$1)	(20$\bar{2}$1)	(21$\bar{3}$1)	(31$\bar{4}$1)	(40$\bar{4}$1)	(32$\bar{5}$1)	(31$\bar{4}$2)	(32$\bar{5}$2)	(41$\bar{5}$2)
13	5	15	9	8	3	10	2	3

Die unter den Symbolen stehenden Ziffern sind aus einem Versuch hervorgegangen, den Schwärzungsgrad der Flecke, verglichen mit einer Schwärzungsskala mit 15 Graden, zu bestimmen. Diese Abschätzung ist nur insofern zuverlässig als eine höhere Ziffer einer stärkeren Schwärzung entspricht.

Die aufgezählten Indiceskombinationen sind in Fig. 2 ausgesetzt; Δ^2_{max} ist = 23 angenommen, berechnet aus (41$\bar{5}$2), die das grösste Elementarparallelogramm hat.

Die λ_{min}-Grenze ist für ein und zwei Moleküle im Elementarparallelepiped konstruiert. Wird 1 Molekül angenommen, so fällt (32$\bar{5}$1) ausserhalb der λ_{min}-Grenze. 2 Moleküle innerhalb des Elementarparallelepipeds müssen daher wahrscheinlicher sein. Unter dieser Voraussetzung fehlen folgende innerhalb des Indicesfeldes liegende Indiceskombinationen auf der Platte, nämlich (30$\bar{3}$1), (22$\bar{4}$1) und (41$\bar{5}$1). Den beiden letztgenannten entspricht eine Wellenlänge, kleiner als 0.40 Å. E. Sie können also nur Interferenzen erster Ordnung verursachen. Von (30$\bar{3}$1), der eine Wellenlänge etwas grösser als 0.40 Å. E. entspricht, könnte man dagegen einen (sehr schwachen) Reflex zweiter Ordnung erwarten. Für (30$\bar{3}$1), (41$\bar{5}$1) und (22$\bar{4}$1) muss also der Strukturfaktor 1:ster Ordnung = 0 sein, für (30$\bar{3}$1) muss ausserdem die Intensität 2:ter Ordnung = oder ~ 0 sein. Die nun beschriebene Eigenschaft des Indicesfeldes spricht für ein »raumzentriertes» hexagonales Gitter, d. h. mit Atomlagen sowohl bei [[0 0 0]] wie bei $\left[\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{2}\right]\right]$. Die Diskussion der Atomlagen im Elementarparallelepiped ist weiter unten im Aufsatz durchgeführt.

Die Untersuchung mit Bremsstrahlung hat also als Resultat ergeben, dass das Gitter des Jodsilbers hexagonal ist, (Γ_h); das Achsenverhältnis des Elementarparallelepipeds ist vom Typ $a : c = 1 : 1.6$. Die Anzahl Moleküle AgJ im Elementarparallelepiped ist (wahrscheinlich) zwei. Bevor die Strukturbestimmung weitergeführt wird, ist es notwendig die Bestimmung der Anzahl Moküle im Elementarparallelepiped mit Hülfe von monokromatischer Strahlung zu kontrollieren.

Untersuchung mit monokromatischer Strahlung. Wie zuvor in einer Notitz[1] mitgeteilt worden ist, wurde bereitwillig von Dr. Lindh im physischen Laboratorium in Lund ein Debye-Film von Jodsilber exponiert. Hierbei wurde Kupferstrahlung angewendet. Seit dem das Röntgenlaboratorium der Stockholmer Hochschule auch für monokromatische Strahlung eingerichtet worden ist, hat Verf. daselbst eine Anzahl Aufnahmen von Jodsilber gemacht, wobei Eisenantikathode angewendet wurde. Bei diesen Exponierungen war die Spannung ca 40·000 Volt; die Stromstärke variierte zwischen 5 und 12 Milliampere. Die Films wurden lange exponiert, selbst bis zu 4 Stunden.

Da das Gitter hexagonal ist, müssen die Sinusquadrate unter der Form

$$\sin^2\frac{\vartheta}{2} = \frac{\lambda^2}{4\,d^2_{(10\bar{1}0)}}(H^2 + I^2 + HI) + \frac{\lambda^2}{4\,d^2_{(0001)}}L^2 \quad . \; . \; . \; . \; (5)$$

ausgedrückt werden können. H, I und L sind Bravaissche Indices, in höheren Ordnungen mit ganzen Zahlen multipliziert, $d_{(hi\bar{k}l)}$ = den Abständen zwischen den Atomebenen ($hikl$).

Aus dem Achsenverhältnis $a : c = 1 : 1.6392$ und der Dichte 5.67[2] werden für die Alternativen 1 und 2 Moleküle im Elementarparallelepiped berechnet:

	$d_{(10\bar{1}0)}$	$d_{(0001)}$
1 Mol.	3.16	5.97 Å. E.
2 Mol.	3.97	7.53 » »

Aus diesen Werten können nun die Konstanten in der Gleichung (5) für die beiden Annahmen berechnet und gemessene Sinusquadrate mit berechneten verglichen werden. Es zeigt sich hierbei dass die Anzahl Moleküle AgJ im Elementarparallelepiped zwei ist.

In Tab. 1 sind berechnete und beobachtete Sinusquadrate aufgeführt (die beobachteten Werte von dem besten mit Eisenstrahlung erhaltenen Film). Nur α-Linien sind vorhanden. Doch kann hinsichtlich der Linie n:o 3 ausser $(10\bar{1}3)_\alpha$ auch $(11\bar{2}2)_\beta$ mitwirken. Die Sinusquadrate werden berechnet aus

$$\sin^2\frac{\vartheta}{2} = 0.0591\,(H^2 + I^2 + HI) + 0.0164\,L^2 \quad . \; . \; . \; . \; (5a)$$

[1] Zeitschr. f. Krist. 56 (1921), Die dimensionen, die dort aufgegeben werden, differieren unbedeutend von den hier angegebenen, da nämlich hier mit 1.66×10^{-24} g als Gewicht des H-Atoms, aber früher mit 1.64×10^{-24} g gerechnet worden ist.

[2] Laut Bestimmung von Damour an synthetischem AgJ (5.669). Rammelsberg, Kryst. phys. Chem. I, S. 303.

Tab. 1. Tab. 2.

Linie N:o	Schwärzung	$\sin^2 \frac{\vartheta}{2}$ Gemessen	$\sin^2 \frac{\vartheta}{2}$ Berchnet	Symbol ← →	$\frac{n/S^2}{r^2\Delta^2}$	Schwärzung
			0.016	0001	0	0
1	Stark	0.067	0.059	$10\bar{1}0$	12.0	3
			0.065	$(0001)_2$	7.3	
2	Schwach	0.075	0.076	$10\bar{1}1$	8.2	1
			0.125	$10\bar{1}2$	5.6	0
			0.148	$(0001)_3$	0	0
3	Stark	0.178	0.177	$11\bar{2}0$	16.0	3
			0.194	$11\bar{2}1$	0	0
4 [1]	Schwach	0.200	0.207	$10\bar{1}3$ [1]	17.6	1
			0.236	$(10\bar{1}0)_2$	0.7	0
5	Stark	0.245	0.243	$11\bar{2}2$	11.7	3
			0.253	$20\bar{2}1$	2.5	0
			0.262	$(0001)_4$	0	0
			0.302	$(10\bar{1}1)_2$	0.1	0
			0.322	$10\bar{1}4$	0	0
			0.325	$11\bar{2}3$	0	0
			0.384	$20\bar{2}3$	6.6	0
			0.410	$(0001)_5$	0	0
6	Schwach	0.411	0.414	$21\bar{3}0$	3.4	1
			0.430	$21\bar{3}1$	2.9	0
			0.440	$11\bar{2}4$	0	0
			0.469	$10\bar{1}5$	1.3	0
			0.479	$21\bar{3}2$	2.9	0
			0.499	$(10\bar{1}2)_2$	0	0
7	Schwach	0.532	0.532	$(10\bar{1}0)_3$	5.3	1
			0.548	$30\bar{3}1$	0	0
8	Schwach	0.561	0.561	$21\bar{3}3$	13.0	1
			0.587	$11\bar{2}5$	0	0
9	Mittelst.	0.595	0.590	$(0001)_6$	0.8	0
			0.598	$30\bar{3}2$	4.8	2
10	Sehr schw.	0.641	0.646	$20\bar{2}5$	1.0	0—1
			0.650	$10\bar{1}6$	1.1	0
			0.676	$21\bar{3}4$	0	0
			0.680	$(10\bar{1}1)_3$	0	0
11	Schwach	0.714	0.709	$(11\bar{2}0)_2$	4.0	1
			0.726	$22\bar{4}1$	0	0
12	Mittelst.	0.778	0.768	$31\bar{4}0$	1.9	2
			0.768	$11\bar{2}6$	3.7	
			0.775	$(11\bar{2}1)_2$	3.7	
			0.785	$31\bar{4}1$	1.6	0
			0.794	$30\bar{3}4$	0	0

[1] Vgl. vorige Seite.

Anordnung der Atome im Elementarparallelepiped. Es handelt sich nun darum in einem hexagonalen Elementarparallelepiped zwei Ag- und zwei J-Atome so zu plazieren das einerseits die Symmetrie des Raumsystems dihexagonal-pyramidal wird, andererseits die eigenartige Intensitätsverteilung in den Laue- und Debye-Photogrammen erklärt werden kann. Im Lauediagramm fehlten die Flecken $(22\bar{4}1)$, $(30\bar{3}1)$ und $(41\bar{5}1)$, auf dem Debyefilm ausser $(22\bar{4}1)$ und $(30\bar{3}1)$ auch eine Anzahl andere Linien, unter welchen (0003), $(11\bar{2}3)$, $(11\bar{2}1)$, (0005), $(11\bar{2}5)$ und $(30\bar{3}3)$ besonders zu beachten sind. Gemeinsam für die nun aufgezählten Indiceskombinationen ist dass

$$4H + 2I + 3L = 6z + 3 \quad \ldots\ldots\ldots \quad (6)$$
$$(z = 0,\ 1,\ 2,\ 3\ \ldots\ldots)$$

Die Atomanordnung wird also für Indiceskombinationen, welche die Bedingung (6) erfüllen, in dem Strukturfaktor 0 resultieren. Bei einer Diskussion möglicher Strukturen wird die Annahme gemacht dass die beiden Ag-, bezw. J-Atome strukturell identische Lagen einnehmen. 2-zählige Lagen (orthohexagonal: 4-zählige) sind in $\mathfrak{C}_{6v}^1$ auf den trigonalen Drehungsachsen, in $\mathfrak{C}_{6v}^2$ auf den hexagonalen Drehungsachsen, in $\mathfrak{C}_{6v}^3$ auf den hexagonalen Schraubenachsen und in $\mathfrak{C}_{6v}^4$ sowohl auf den hexagonalen Schraubenachsen als auch auf den trigonalen Drehungsachsen, die nicht gleichzeitig hexagonale Schraubenachsen sind, möglich. Die verschiedenen Raumsysteme geben hierbei folgende Strukturtypen:

$$\mathfrak{C}_{6v}^1 : [[0\,0\,0]],\ \left[\left[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,0\right]\right];\ [[0\,0\,p]].\ \left[\left[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,p\right]\right] \quad \ldots\ldots \quad (\alpha)$$

$$\mathfrak{C}_{6v}^2 : [[0\,0\,0]];\ \left[\left[0\,0\,\tfrac{1}{2}\right]\right];\ [[0\,0\,p]],\ \left[\left[0\,0\left(p-\tfrac{1}{2}\right)\right]\right] \quad \ldots \quad (\beta)$$

$\mathfrak{C}_{6v}^3 : = \mathfrak{C}_{6v}^2$

$\mathfrak{C}_{6v}^4$ a) Auf hexagonalen Schraubenachsen: $= \mathfrak{C}_{6v}^2$

b) Auf trigonalen Drehungsachsen die nicht gleichzeitig hexagonale Schraubenachsen sind:

$$[[0\,0\,0]],\ \left[\left[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,\tfrac{1}{2}\right]\right];\ [[0\,0\,p]],\ \left[\left[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\left(p-\tfrac{1}{2}\right)\right]\right] \quad \ldots\ldots \quad (\gamma)$$

c) Die Atome der einen Art auf den hexagonalen, die der anderen auf den trigonalen Achsen:

$$1)\ \text{Ag}: [[0\,0\,0]],\ \left[\left[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,\tfrac{1}{2}\right]\right];\ \text{J}: \left[\left[\tfrac{1}{3}\,\tfrac{2}{3}\,p\right]\right],\ \left[\left[\tfrac{1}{3}\,\tfrac{2}{3}\left(p-\tfrac{1}{2}\right)\right]\right] \quad . \ (\delta')$$

$$2)\ \text{J}: [[0\,0\,0]],\ \left[\left[\tfrac{2}{3}\,\tfrac{1}{3}\,\tfrac{1}{2}\right]\right];\ \text{Ag}: \left[\left[\tfrac{1}{3}\,\tfrac{2}{3}\,p\right]\right],\ \left[\left[\tfrac{1}{3}\,\tfrac{2}{3}\left(p-\tfrac{1}{2}\right)\right]\right] \quad . \ (\delta'')$$

Eine Diskussion der geometrischen Eigenschaften der Struktur α lässt u. a. erkennen dass der Strukturfaktor für $(11\bar{2}1)$, welche Indiceskombination auf dem Film fehlt, null wird nur für $p = \frac{1}{2}$. Für $p = \frac{1}{2}$ zerfällt indessen diese Struktur in zwei,[1] jede mit halber Identitätsperiode in der Richtung der c-Achse und 1 Molekül im Elementarparallelepiped. Die Struktur α kann also die experimentellen Daten nicht wiedergeben.

Die Struktur β ist, mit derselben Beschränkung, die in der Fussnote angegeben ist, als zwei Strukturen mit halber Identitätsperiode in der Richtung der c-Achse aufzufassen und ist also unbrauchbar.

Es verbleiben demnach nur die Strukturen γ und δ als möglich die gemachten Beobachtungen wiederzugeben. Es muss indessen hier bemerkt werden, dass die Beugungsfähigkeit der Ag- und J-Atome, wenn dieselbe proportional zu den Atomnummern gesetzt wird, ungefähr gleich gross sein muss. Es wird dadurch zweifellos unmöglich die Strukturtypen δ' und δ'' von einander zu unterscheiden.

Die Strukturen γ und δ besitzen nun eine wichtige Eigenschaft gemeinsam in Bezug darauf welche Indiceskombinationen den Strukturfaktor null erhalten.

Der Ausdruck für den Strukturfaktor für einen allgemeinen Wert für p zwischen $^1/_2$ und 1 ist für die Struktur γ:

$$/S/^2 = \left[Ag + Ag\cos 2\pi\left(\frac{2H}{3} + \frac{I}{3} + \frac{L}{2}\right) + J\cos 2\pi pL + \right.$$
$$\left. + J\cos 2\pi\left(\frac{2H}{3} + \frac{I}{3} + \left(p - \frac{1}{2}\right)L\right)\right]^2 + \left[Ag\sin 2\pi\left(\frac{2H}{3} + \frac{I}{3} + \frac{L}{3}\right) + \right.$$
$$\left. + J\sin 2\pi pL + J\sin 2\pi\left(\frac{2H}{3} + \frac{I}{3} + \left(p - \frac{1}{2}\right)L\right)\right]^2 \quad . \; . \; . \; . \; . \; (7)$$

Damit $/S/^2$ null werden soll, muss in der Cosinusparenthese gleichzeitig die Summe der Ag-Termen und die Summe der J-Termen null sein. Gleichzeitig muss in der Sinusparenthese der Ag-Term null sein und die Summe der J-Termen null sein.

Die Summe der Ag-Termen in der Cosinusparenthese wird $= 0$, wenn

$$2\pi\left(\frac{2H}{3} + \frac{I}{3} + \frac{L}{2}\right) = \text{ungerade Anzahl } \pi$$

[1] Streng genommen nur wenn die Atome »parallelorientiert» angenommen werden. Da es uns indessen an Mitteln fehlt die Orientierung der Atome zu untersuchen, entbehrt diese geometrische Bedingung physikalisches Interesse.

Hieraus wird die Bedingung

$$4H + 2I + 3L = 6z + 3 \ldots\ldots\ldots \quad (6)$$
$$(z = 0, 1, 2, 3 \ldots\ldots)$$

abgeleitet.

Gleichzeitig wird natürlich der *Ag*-Term in der Sinusparenthese $= 0$.

Damit die Summen der *J*-Termen in beiden Parenthesen null werden sollen, muss der Unterschied derselben gleich einer ungeraden Anzahl π sein, woraus dieselben Bedingungen wie oben (6) berechnet werden.

In Bezug auf die Struktur δ stellt sich die Sache folgendermassen: die *Ag*-Termen (δ') sind hier dieselben wie in der Struktur γ, weshalb sie um zu verschwinden dieselben Bedingungen erfordern wie oben (6). Damit die *J*-Termen verschwinden sollen, ist erforderlich dass L eine ungerade Zahl ist, welche Bedingung in (6) enthalten ist. Die Struktur δ'' gibt natürlich dieselben Bedingungen, da hier nur *Ag*- und *J*-Termen den Platz gewechselt haben.

Aus sowohl γ wie δ wird also der Strukturfaktor 0 berechnet, wenn H, I und L die Bedingung (6) erfüllen.

Wie bereits bemerkt wurde, fehlen nun auf sowohl den Lauephotogrammen als auch auf dem Debyefilm alle solche Interferenzflecken (-Linien), wo entsprechende Indiceskombinationen die Bedingung (6) erfüllen.

Es gilt nun zu untersuchen, ob die Intensitätsverteilung auf den Photogrammen bezüglich anderer Indiceskombinationen als solcher, die die Bedingung (6) erfüllen, zu einer Entscheidung zu Gunsten einer der beiden Strukturen γ oder δ und eventuell zur Bestimmung des Parameters p führen kann. Wir untersuchen dann zuerst die Struktur γ in Bezug darauf wie das Produkt von Kombinationszahl und Strukturfaktor ($n \cdot /S/^2$) mit p variiert. Dieses Produkt gibt in erster Approximation die Intensität und damit die Schwärzung in der Linie auf dem Debyefilm wieder. Das grösste Interesse bieten in dieser Beziehung natürlich solche Indiceskombinationen, deren Strukturfaktor innerhalb des betreffenden Gebietes, d. h. p zwischen $^1/_2$ und 1, stark variiert. Bei der Berechnung des Strukturfaktors ist die beugende Fähigkeit des *Ag* gleich der des *J* angenommen worden. (Die Atomnummern sind $Ag = 47$, $J = 53$.)

($10\bar{1}4$), ($11\bar{2}4$), ($20\bar{2}4$), ($30\bar{3}4$), ($21\bar{3}4$), (0004). Für diese sämtlichen Indiceskombinationen besitzt $n/S/^2$ *Maxima* bei $p = \frac{1}{2}$, $p = \frac{3}{4}$ und

$p = 1$, wo $n/S|^2$ für $(11\bar{2}4)$ und $(30\bar{3}4)$ 96, für $(21\bar{3}4)$ 48, für $(10\bar{1}4)$ und $(20\bar{2}4)$ 24 und für (0004) 4 ist. *Minima* liegen bei $p = \frac{5}{8}$ und $p = \frac{7}{8}$, wo $n/S|^2 = 0$. Diese sämtlichen Linien fehlen auf dem Film. Die Gebiete ringsum $p = \frac{1}{2}, \frac{3}{4}$ und 1 müssen also als sehr unwahrscheinlich ausgeschlossen werden, während $p = \frac{5}{8}$ und $\frac{7}{8}$ sich mit den experimentellen Resultaten vereinigen lassen.

$(11\bar{2}2)$, $(30\bar{3}2)$. $n/S|^2$ besitzt für diese Indiceskombinationen *Maxima* bei $p = \frac{1}{2}$ und $p = 1 \cdot n/S|^2$ ist hier $= 96$. Ein *Minimum* liegt bei $p = \frac{3}{4}$, wo $/S|^2 = 0$. Auf dem Film kommt $(11\bar{2}2)$ als starke Linie, $(30\bar{3}2)$ als ziemlich starke vor. Die Werte für p um $\frac{3}{4}$ herum sind also unmöglich. Die Werte $\frac{5}{8}$ und $\frac{7}{8}$, die mit den Intensitäten bei den im vorhergehenden Absatz aufgezählten Indiceskombinationen vereinbar waren, lassen sich indessen ziemlich gut mit der Stärke der Linien auf dem Film vereinigen. $n/S|^2$ ist $= 48$ für $(11\bar{2}2)$ und $(30\bar{3}2)$ bei $p = \frac{5}{8}$ und $\frac{7}{8}$.

(0002) variiert in derselben Weise wie $(11\bar{2}2)$ und $(30\bar{3}2)$. Das maximale $n/S|^2$ derselben ist indessen nur 16.

$(10\bar{1}1)$, $(20\bar{2}1)$, $(10\bar{1}5)$, $(20\bar{2}5)$, $(21\bar{3}1)$, $(31\bar{4}1)$ $\cdot\, n/S|^2$ für diese Indiceskombinationen steigt von 0 bei $p = \frac{1}{2}$ bis zu einem Maximum bei $p = 1$. Dieses ist für die vier ersten $= 54$, für die zwei letzten $= 108$. Da von dieser Serie Indiceskombinationen nur $(10\bar{1}1)$ und (ev.) $(20\bar{2}5)$ sehr schwache Linien auf dem Film entsprechen, muss p wenigstens kleiner als $\frac{3}{4}$ sein. Die zuvor fortbestehende Möglichkeit $p \sim \frac{7}{8}$ muss also mit Rücksicht auf diese Gruppe von Indiceskombinationen als sehr unwahrscheinlich ausgeschlossen werden und als einzige Möglichkeit verbleibt $p \sim \frac{5}{8}$.

$(10\bar{1}3)$, $(20\bar{2}3)$, $(21\bar{3}3)$. Für diese Gruppe von Indiceskombinationen besitzt $n/S|^2$ *Maxima* bei $p = \frac{2}{3}$ und $p = 1$. Für $(10\bar{1}3)$ und $(20\bar{2}3)$ ist $n/S|^2$ hier $= 72$, für $(21\bar{3}3)$ das doppelte. *Minima* liegen bei $p = \frac{1}{2}$ und $p = \frac{5}{6}$ mit $n/S|^2 = 0$. Von diesen Indiceskombinationen sind $(10\bar{1}3)$ und $(21\bar{3}3)$ auf dem Film durch Linien vertreten,

dagegen nicht $(20\bar{2}3)$. $p = \frac{5}{8}$ liegt freilich etwas seitlich von dem für diese Gruppe kennzeichnenden Maximum, aber $n/S/^2$ ist doch hier noch recht hoch und müsste zu Linien auf dem Film Anlass geben. Dass solche fehlen, könnte indessen eventuell damit in Zusammenhang gebracht werden, dass der Glanzwinkel hier sehr gross ist, so dass die Stichhaltigkeit des BRAGGschen Ansatzes in Frage gestellt werden kann.[1]

Für die übrigen Indiceskombinationen, wo l nicht $= 0$ ist (in welchem Fall $/S/^2$ natürlich von p unabhängig ist), variiert $/S/^2$ allzu unbedeutend als dass man sie bei dieser Diskussion anwenden würde. Unter Indiceskombinationen mit $l = 0$, ist $/S/^2$ hoch ($= 16$) für $(11\bar{2}0)$, $(30\bar{3}0)$ und $(22\bar{4}0)$, die auch durch deutliche Linien repräsentiert sind.

Vorstehende Untersuchung hat also als Resultat ergeben dass die Struktur γ mit der Stärke der Linien auf dem Film vereinbar ist. (Vgl. jedoch oben $(20\bar{2}3)$.) Der Parameter muss in solchem Fall $\sim \frac{1}{8}$ sein.

Dagegen erweist sich die Struktur δ bei einer ähnlichen Untersuchung unvereinbar mit der Intensitätsverteilung auf dem Film. **$(10\bar{1}4)$**, **$(20\bar{2}4)$**, **$(21\bar{3}4)$** ,**(0004)**, **$(11\bar{2}4)$** und **$(30\bar{3}4)$** bilden hier keine in Bezug auf die Variation von $n/S/^2$ einheitliche Gruppe, sondern zerfallen in zwei. Die eine, die drei ersten Indiceskombinationen umfassend, zeigen *Maxima* bei $p = \frac{5}{8}$ und $p = \frac{7}{8}$ mit $n/S/^2 = 54$, bezw. 108 (für $(21\bar{3}4)$), *Minima* bei $p = \frac{1}{2}$, $p = \frac{3}{4}$ und $p = 1$. Bei diesen Minima ist $n/S/^2 = 6$, bezw. 12. Die zweite Gruppe, die drei letzten Indiceskombinationen umfassend, besitzt *Maxima* bei $p = \frac{1}{2}$, $p = \frac{3}{4}$ und $p = 1$, *Minima* bei $p = \frac{5}{8}$ und $\frac{7}{8}$. Bei den Maxima ist $n/S/^2 = 96$ für $(30\bar{3}4)$ und $(11\bar{2}4)$, 16 für (0004). Bei den Minimis ist $n/S/^2 = 0$. Die eine Gruppe zeigt also Maxima, wo die andere Minima besitzt. Da keine der aufgezählten Indiceskombinationen auf dem Film repräsentiert ist, kann s e l b s t r e d e n d diese S t r u k t u r n i c h t mit der S t ä r k e der L i n i e n auf dem F i l m in Ü b e r e i n s t i m m u n g g e b r a c h t werden. Eine nähere Untersuchung der Struktur δ in Bezug auf die Abhängigkeit des Strukturfaktors von p ist also überflüssig. Der Vollständigkeit halber wird indessen hinzugefügt, dass für

[1] DEBYE und SCHERRER Phys. Zeitschr. **19** (1918), S. 474.

$(11\bar{2}2)$, $(30\bar{3}2)$ und (0002) die *Maxima* bei $p = \frac{1}{2}$ und 1 mit $/S/^2 = 16$, die *Minima* bei $p = \frac{3}{4}$ mit $/S/^2 = 0$ liegen. Für die sämtlichen Indiceskombinationen $(10\bar{1}1)$, $(20\bar{2}1)$, $(21\bar{3}1)$, $(31\bar{4}1)$, $(20\bar{2}5)$, $(10\bar{1}5)$, $(10\bar{1}3)$, $(20\bar{2}3)$ und $(21\bar{3}3)$ ist der Strukturfaktor innerhalb des Gebietes $p = \frac{1}{2}$ bis $p = 1$ konstant und gleich 3. Für $(10\bar{1}2)$, $(20\bar{2}2)$ und $(21\bar{3}2)$ liegen die *Maxima* bei $p = \frac{3}{4}$ mit $/S/^2 = 9$, die *Minima* bei $p = \frac{1}{2}$ und 1 mit $/S/^2 = 1$.

Die Strukturbestimmung hat also darin resultiert, dass hexagonales Jodsilber eine Struktur besitzt, die folgendermassen beschrieben werden kann: Translationsgruppe Γ_h; $c = 7.53$ Å. E., $a = 4.59$ Å. E.; Atomkoordinaten: (Origo auf dreizähliger Drehungsachse, die nicht eine sechszählige Schraubenachse ist):

$$Ag: [[0\,0\,0]], \left[\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{2}\right]\right]$$

$$J: \left[\left[0\,0\,\frac{5}{8}\right]\right], \left[\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{8}\right]\right]$$

Das Parameter $\frac{1}{8}$ ist nur approximativ bestimmt.

In Tabelle 2 (S. 451) sind nach der approximativen Formel

$$J \sim \frac{n/S/^2}{r^2 \Delta^2_{(hikl)}} \quad . . . . \quad (8)$$

berechnete Intensitäten, verglichen mit auf dem Film beobachteten und in drei Schwärzungsgraden abgeschätzten Linien, zusammengestellt.

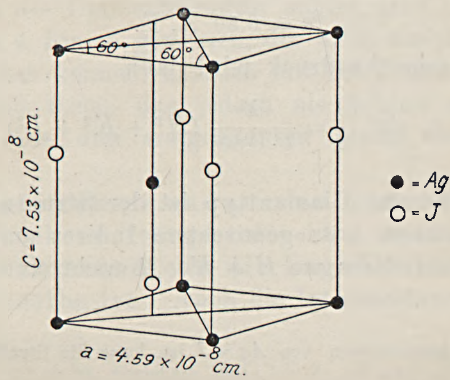


Fig. 3. Atomanordnung von AgJ (hexagonal).

Die beobachteten Intensitäten geben die berechneten grob wieder. Die augenfälligste Abweichung liegt bezüglich (20$\bar{2}$3) vor, von der man erwarten sollte, dass sie auf dem Film aufträte. Vgl. jedoch hierüber oben.

* * *

Im Phil. Magazine **42** (1921), S. 262 teilt Wilsey die Resultate einer röntgenographischen Untersuchung von AgCl, AgBr und AgJ mit. Als Material wurden Fällungen angewendet. AgCl und AgBr erwiesen sich als von kubischer Struktur von NaCl-Typ; für AgJ stellte Wilsey kubische Struktur vom Zinkblendetyp fest. Dieses letztere Resultat steht im Widerspruch zu demjenigen des Verf. und lässt sich auch nicht mit der Kenntnis die wir betreffs der morphologisch-kristallographischen und physikalischen Eigenschaften des Jodsilbers besitzen zusammenreimen. Da indessen hexagonale Gitter mit dem Achsenverhältnis $a : c = 1 : 1.6392$ relative Gitterdimensionen besitzen, die denjenigen kubischer Strukturen sehr nahe liegen, müssen aus kubischer Struktur berechnete Sinusquadrate diejenigen Sinusquadraten, die aus hexagonaler Struktur mit dem eben erwähnten Achsenverhältnis berechnet werden, sehr nahe liegen. Eine Verwechslung ist daher denkbar. In Tabelle 3 sind die Sinusquadrate, die eine mutmassliche *AgJ*-Struktur von Zinkblendetyp[1] abgibt und entsprechende Sinusquadrate, die aus der zuvor diskutierten hexagonalen Struktur berechnet werden, aufgeführt. In einer besonderen Spalte sind ausserdem die Sinusquadrate der beobachteten Linien aufgeführt.

Aus kubischem Gitter, 4 Moleküle *AgJ* im Elementarparallelepiped und Dichte = 5.67 wird die Seitenkante des Kubus berechnet zu

$$a = 6.50 \text{ Å. E.}$$

Der Quadratische Ausdruck wird dann

$$\sin^2\frac{\vartheta}{2} = \frac{\lambda^2}{4 \cdot 6.50^2}(H^2 + K^2 + L^2) \quad \ldots\ldots \quad (9)$$

In Strukturen von Diamanttyp ist der Strukturfaktor für alle Indiceskombinationen mit »gemischten» Indices und ausserdem für alle mit geraden Indices, wo $H + K + L$ nicht eine Vervielfachung von 4 ist, = 0.

[1] Da das Beugungsvermögen von $Ag \sim J$ ist, kann die Struktur als Diamanttyp aufgefasst werden.

Tab 3.

$n/S/^2$ / $r^2 \Delta^2$ (Regulär)	Indices		$\sin^2 \frac{\vartheta}{2}$		
			Berechnet		Gemessen
	Regulär	Hexagonal	Regulär	Hexagonal	
4.3	111	0002	0.066	0.065	0.067
—	—	$10\bar{1}1$	—	0.076	0.075
4.8	220	$11\bar{2}0$	0.176	0.177	0.178
—	—	$10\bar{1}3$	—	0.207	0.200,[1]
3.5	311	$11\bar{2}2$	0.242	0.243	0.245
1.2	400	—	0.352	—	—[2]
2.0	331	$21\bar{3}0$	0.418	0.414	0.411
3.2	422	$30\bar{3}0$	0.528	0.532	0.532
—	—	$21\bar{3}3$	—	0.561	0.561
1.9	333 511	$30\bar{3}2$	0.594	0.598	0.595
—	—	$20\bar{2}5$	—	0.646	0.641
1.2	440	$22\bar{4}0$	0.704	0.709	0.714
2.2	531	$31\bar{4}0$ $11\bar{2}6$ $22\bar{4}2$	0.770	0.772	0.778

Wie aus der Tabelle hervorgeht, zeigen die aus der Annahme von kubischer Struktur berechneten Sinusquadrate ungefähr gleich gute Übereinstimmung mit den beobachteten wie die Sinusquadrate, die aus der hexagonalen Struktur berechnet werden. Ausser den Linien, welche die Diamantstruktur abgibt, sind indessen auf den Filmen weitere 4 Linien gemessen, die nicht aus Diamantstruktur abgeleitet werden können, nämlich mit den Sinusquadraten 0.075, 0.561, 0.641 und 0.200, das jedoch als β-Linie zu 0.245 erklärt werden *kann*. Die drei erstgenannten Linien sind sämtlich sehr schwach.

Aus Diamantstruktur und aus der hexagonalen Struktur, die Verf. vorstehend festgestellt hat, werden also Debeyphotogramme berechnet, wo die Lage der Linien praktisch genommen dieselbe ist. Auch die Intensitätsverteilung wird in

[1] Vgl. Seite 451.

[2] Eine äusserst schwache, unsichere Linie konnte auf zwei Filmen in dieser Lage verspürt werden.

beiden Fällen nahezu dieselbe, mit starken Linien bei $\sin^2\frac{\vartheta}{2} \sim 0.067$, 0.178 und 0.245. Die Entstehung von ein paar sehr schwachen Linien (bei hexagonaler Struktur) oder (bei Diamantstruktur) die Entstehung einer schwachen Linie bei $\sin^2\frac{\vartheta}{2} \sim 0.352$ sind Unterschiede, die nur wenn sehr gute, wenig geschwärzte Filme vorliegen, mit Sicherheit festgestellt werden können. Wenn es sich darum handelt zu entscheiden welche Struktur die wahrscheinlichste ist, müssen indessen auch folgende Daten berücksichtigt werden: *AgJ* kristallisiert (unter + 146°) dihexagonal-pyramidal, nicht selten in gut ausgebildeten Kristallen, welche deutlich hemimorphe Ausbildung zeigen. Ätzversuche resultieren in derselben Symmetriebestimmung. Laue-Photogramme auf (0001) zeigen hexagonale Symmetrie. Die Kristalle sind doppelbrechend und zeigen thermische Anisotropie. Diese Beobachtungen sind unvereinbar mit Wilseys Strukturbestimmung, stehen aber in Übereinstimmung mit derjenigen des Verf. Eine Deutung der Struktur des Jodsilbers (bei gewöhnlicher Temperatur) als Diamanttyp besitzend kann also nicht aufrechterhalten werden.

Berechnung des Rauminhalts der Atome. Die Struktur γ kann als aus sich gegenseitig tangierenden Sphären von zwei verschiedenen Arten aufgebaut werden. Jedes Jodatom liegt nämlich auf der Senkrechten gegen eine Fläche (= 0001) in einem nahezu regulären Tetraeder, in dessen Ecken die *Ag*-Atome liegen. Wird die Bedingung eingeführt dass das *J*-Atom alle vier *Ag*-Atome tangieren soll, so werden hierdurch (d. h. wenn der Radius des *Ag*-Atoms bekannt ist) sowohl der Radius des *J*-Atoms als auch das Parameter p bestimmt. Aus metallischem Silber wird nun der Radius des Silberatoms zu 1.44 Å. E. berechnet. Wird dieser Wert eingesetzt, so erhält man als Resultat einer einfachen Rechnung

$$r_J = 1.37 \text{ Å. E.}$$

Bragg[1] berechnete aus Alkalijodiden $r_J = 1.40$ Å. E. Die Übereinstimmung ist gut. Hierzu ist nun auch zu bemerken, dass r_J aus Strukturen mit verschiedener Symmetrie berechnet worden ist.

Da die vier Silberatome in den Ecken eines nahezu regelmässigen Tetraeders liegen, wird demnach $\left(p - \frac{1}{2}\right)$ sehr nahe $\frac{1}{8}$; wird angenommen dass das Jodatom die vier Silberatome tangiert, so kommt man also zu dem Parameter zurück, das mit der Intensitätsver-

[1] Phil. Mag. 40 (1920). S, 169.

teilung auf dem Film, wie auch mit der Schwärzung auf dem Lauephotogramm[1] am besten harmoniert.

Aus *AgCl* wird ($r_{Cl} = 1.05$ Å. E.), wenn die Struktur nach WILSEY (l. c.) als von *NaCl*-Typ angenommen wird, $r_{Ag} = 1.73$ Å. E. berechnet. Hieraus wird aus der Jodsilberstruktur $r_J = 1.04$ berechnet, welcher Wert indessen nicht mit dem von BRAGG (l. c.) berechneten übereinstimmt (Vgl. auch unten Marshit). Auffallend ist der grosse Unterschied zwischen den Werten für den Radius des *Ag*-Atoms, die aus metallischem *Ag* und aus *AgCl* und *AgBr* berechnet werden. Für r_{Ag} wird nämlich nach WILSEY (l. c.) aus *AgBr* (1.70 Å. E.) berechnet.[2] Das Silberatom scheint also in Kri-

Tab. 4. (Nach Rinne.)

	c:a
Mg	1 : 1.6391
Be	1.5802
Cd	1.6554
Ir_1Os (Iridosmium)	1.6288 [3]
C (Graphit)	1.63
ZnO	1.6219 [4]
BeO	1.6305
ZnS (Wurzit)	1.6006
CdS	1.6208
FeS (Magnetkies)	1.6502
CuS	1.5888
NiAs	1.6389
NiSb	1.7220
AgJ	1.6392
H_2O	1.617
SiO_2 (Tridymit über + 130°)	1.6530
CdJ_2	1.5940
PbJ_2	1.6758
CSi	1.6324
Cu_2S (Pseudohexagonal)	1.6707
$BeAl_2O_4$ (»)	1.6321

[1] Zeitschr. f. Krist. **56** (1921).

[2] Aus der von WYCKOFF, Am. journ. of sci III (1922), S. 184, bestimmte Ag_2O-struktur wird, wenn $r_O = 0.65$. E., $r_{Ag} = 1.41(5)$ berechnet.

[3] Bei Röntgenuntersuchung des Verf. und G. PHRAGMÉNS wurde der Wert 1.59 erhalten.

[4] Für reines *ZnO* wird der Wert 1.6077 angegeben (TRAUBE).

stallen zwei verschiedene r-Werte einnehmen zu können, nämlich $r_{Ag} = 1.42—1.44$ Å. E. (Ag, AgJ, Ag_2O) und $r_{Ag} = 1.70—1.77$ ($AgCl$, $AgBr$).

Zusammenhang zwischen der AgJ-Struktur und anderen Strukturen. Isotypie. Die Struktur, die im vorhergehenden für hexagonales Jodsilber festgestellt worden ist, ist völlig analog mit der Struktur des Zinkoxyds[1]. Dieses Resultat ist von Interesse, da sich nämlich hierdurch herausgestellt hat, dass die oft hervorgehobene Ähnlichkeit in Symmetrie und Achsenverhältnis zwischen ZnO und AgJ damit zusammenhängt, dass die Atome in beiden diesen Verbindungen in derselben Weise angeordnet sind.

Die Tatsache, dass häufig einfach zusammengesetzte Substanzen mit ganz verschiedenem chemischen Charakter in demselben Kristallsystem und mit nahezu demselben Achsenverhältnis kristallisieren, ist besonders von RINNE betont worden. Er nannte solche Substanzen isotyp. Von Interesse ist besonders die Gruppe von isotypen Substanzen mit dem Achsenverhältnis c:a ~ 1.6 : 1, zu welcher u. a. ZnO und AgJ geführt wurden. Nach Mg, das hierzu gerechnet wird, wurde dieser Typ von RINNE Magnesiumtyp genannt. Tabelle 4 ist die von RINNE[2] gegebene Tabelle

Von hierhergehörigen Substanzen sind folgende untersucht, nämlich Mg[3], Cd[4], Iridosmium[5], Grafit[6], Zinkoxid[7], Wurzit (teilweise)[8], Jodsilber, H_2O[9], Carborundum[10].

Durch HULLS[11] Untersuchungen sind nunmehr eine weitere Anzahl Grundstoffe bekannt, welche hexagonale Struktur mit dem Achsenverhältnis c:a ~ 1.6 : 1 besitzen, nämlich Ti, Zr, Ce, Ru, Os, Co.

Es hat sich herausgestellt dass sämtliche untersuchten Strukturen mit Ausnahme von Grafit, welches rhomboedrisches Gitter besitzt, von »raumzentrierten» hexagonalen Gittern oder Kombinationen von solchen aufgebaut sind. Dagegen zeigte sich dass das Elementarparallelepiped von Cd das Achsenverhältnis 1.89 : 1 besitzt. In den bisher untersuchten Fällen hängt also tatsächlich die Ähnlichkeit der Kristallform mit einer übereinstimmenden

---

[1] BRAGG, Phil. Mag. **39** (1919), S. 647, AMINOFF, Zeitschr. f. Krist. **56** (1921). S. 495.
[2] Ber. sächs. Ges. d. Wiss. **69** (1917), S. 57.
[3] HULL, Phys. Review **10** (1917), S. 661.
[4] » , Ibid. **17** (1921), S. 571.
[5] AMINOFF u. G. PHRAGMÉN, Zeitschr. f. Krist. **56**. (1912), S. 510.
[6] DEBYE und SCHERRER, Phys. Zeitschr. **18** (1917), S. 291.
[7] BRAGG, Phil. Mag. **39** (1919), S. 647. AMINOFF, Zeitschr. f. Krist. **56** (1921), 495.
[8] BRAGG, Phil. Mag. **39** (1919), s. 647.
[9] GROSS, Centralbl. f. Mineralogie. 1919, S. 203.
[10] ESPING, Abhandl. Math. Phys. Kl. Sachs. A. Wiss. 1921.
[11] Phys. Review **17** (1921), S. 571 und **18** (1922). S. 38.

Atomanordnung zusammen. Man hat indessen offenbar zwei Strukturtypen zu unterscheiden, von welchen der eine durch das Achsenverhältnis c:a ~ 1.6 : 1, der andere von c:a ~ 1.9 : 1 charakterisiert wird. Für den ersteren kann zweckmässig die Bezeichnung *Mg*-Typ beibehalten werden; der letztere kann mit Vorteil als *Cd*-Typ bezeichnet werden. Zu diesen gehören ausser *Cd* auch *Zn* und *Hg* (Vgl. unten). Eine Übersicht über seither untersuchte Strukturen von *Mg*- und *Cd*-Typ folgt nachstehend.

I. **Magnesium-Typ.** Translationsgruppe Γ_h c:a ~ 1.6 : 1.

a) Einfache raumzentrierte Gitter, d. h. mit den Atomlagen $\left\|\left[0\,0\,0\right]\right\|, \left\|\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{2}\right]\right\|$

Mg	c:a	= 1.639 : 1
Co[1]		= 1.608 : 1
Ti		= 1.59 : 1
Zr		= 1.59 : 1
Ce		= 1.62 : 1
Ru		= 1.59 : 1
Os		= 1.59 : 1
(*Os*, *Jr*)		= 1.59 : 1

b) Kombinationen von 2 raumzentrierten Γ_h-Gittern; die eine Atomart mit den koordinaten $\left\|\left[0\,0\,0\right]\right\|, \left\|\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{2}\right]\right\|$, die andere mit $\left\|\left[0\,0\,p\right]\right\|, \left\|\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\left(p-\frac{1}{2}\right)\right]\right\|$. Das Elementarparallelepiped enthält also zwei Moleküle von Verbindungen AB. Die Struktur ist als zwei *Mg*-Gitter, in der Richtung der *c*-Achse zu einander verschoben, anzusehen. $p \sim \frac{5}{8}$

ZnO	c:a	= 1.608 : 1
AgJ		= 1.639 : 1

[*ZnS* (Wurzit) 1.601 : 1. Nach Bragg (l. c.) zeigt Wurzit Ähnlichkeiten in der Struktur mit *ZnO*. Ausführlichere Messungen fehlen jedoch.]

II. **Kadmiumtyp.** Translationsgruppe Γ_h; c:a ~ 1.9 : 1.

a) Einfache raumzentrierte Gitter, d. h. Atomlagen wie *Mg*-Typ a)

Cd	c:a	= 1.89 : 1
Zn		= 1.86 : 1

b) Kombinationen von zwei raumzentrierten Gittern. Atomkoordinaten dieselben wie beim *Mg*-Typ b). $p \sim \frac{1}{6}$ (?) Die Struk-

[1] Nach Hull bestehen gewisse Proben von Co aus einer Mischung von hexagonaler mit kubischer Struktur.

tur kann angesehen werden als zwei *Cd*-Gitter, in der Richtung der *c*-Achse im Verhältnis zu einander verschoben. Hierher gehört die von VERF.[1] gemeinschaftlich mit N. ALSÉN untersuchte Struktur:

Hg c:a = 1.88 : 1

[Carborundum vom »Typ II» besitzt nach ESPING (l. c.) hexagonale Translationsgruppe, aber das Elementarparallelepiped enthält 6 Moleküle *CSi*. Es schliesst sich jedoch gewissermassen an den *Mg*-Typ an, da es nämlich als »tetraedrisch» aufgefasst werden kann.]

Verschiedene Verfasser haben den nahen Zusammenhang zwischen hexagonalen Strukturen vom *Mg*-Typ (in beschränktem Sinne, d. h. mit c:a ~ 1.6 : 1) und regulären Strukturen nachgewiesen. Für $c:a = 1.633 = \frac{4\sqrt{3}}{3\sqrt{2}}$ werden die Dimensionen in der hexagonalen Struktur vollständig gleich mit kubischen Strukturabständen, da nämlich $\frac{4\sqrt{3}}{3\sqrt{2}}$ gleich ist mit $\frac{4}{3}$ von dem Verhältnis zwischen der Raumdiagonale und der Flächendiagonale des Kubus. In einer Struktur vom *Mg*-Typ in beschränktem Sinne liegen also die Atome $\left[\left[000\right]\right]$, $\left[\left[100\right]\right]$, $\left[\left[110\right]\right]$ und $\left[\left[\frac{2}{3}\frac{1}{3}\frac{1}{2}\right]\right]$ in den Ecken eines nahezu regulären Tetraeders. In Strukturen vom *Mg*-Typ b) liegen die Atomen der einen Art tetraedisch umgeben von den Atomen der anderen Art.

In Strukturen vom Kadmiumtyp bilden die eben aufgezählten Atomlagen kein reguläres Tetraeder mehr. Für c:a = 1.88 beispielsweise wird das Verhältnis zwischen den Abständen dessen $\left[\left[\frac{2}{3}\frac{1}{3}\frac{1}{2}\right]\right]$, $\left[\left[000\right]\right]$ und $\left[\left[000\right]\right]$, $\left[\left[100\right]\right] = 1.1 : 1$. Es verdient inhervorgehoben zu werden, dass ein enger Zusammenhang zwischen Strukturen vom *Mg*- und *Cd*-Typ existiert und damit auch zwischen dem *Cd*-Typ und regulärer Struktur. Das Achsenverhältnis in einer regulären Struktur, wo die Raumdiagonale des Kubus als *c*-Achse und die Diagonale der Kubusseite als *a*-Achse genommen ist, ist nämlich $c:a = 2.450 : 1 \left(\frac{2}{3} \cdot 2.450 = 1.633\right)$. Werden zu *a*-Achsen nicht die Diagonalen der Kubusseiten, sondern deren Bissektricen genommen, so wird das Achsenverhältnis c:a

---

[1] Geol. Fören. Förh. **44** (1922), S. 124.

$= 2.828 \left(\frac{2}{3} \cdot 2.828 = 1.885\right)$. Diese beiden hexagonalen Achsenverhältnisse entsprechen den beiden Aufstellungen von hexagonalen Kristallen, die von GOLDSCHMIDT G_1 und G_2 genannt worden sind. Sowohl Strukturen vom *Mg*- als vom *Cd*-Typ können also auch als (pseudo-) reguläre Strukturen aufgefasst werden.

Zusammenhang zwischen den geometrischen Eigenschaften der *AgJ*-Struktur und der Morphologie der Jodsilberkristalle. *Kohäsion.* Jodsilber besitzt eine ausgeprägte Spaltbarkeit // (0001). Senkrecht zu (0001) sind auch die grössten Atomebenenabstände vorhanden; diese sind, in Å. E. ausgedrückt: (Das Atomzeichen unter der Zahl gibt die Art Atome an, die in der Ebene gelegen ist)

$$\delta_{(0001)} = \underset{Ag}{} \overset{0.94}{\text{———}} \underset{J}{} \overset{2.82}{\text{———}} \underset{Ag}{} \overset{0.94}{\text{———}} \underset{J}{} \overset{2.82}{\text{———}}$$

Charakteristisch und eventuell mitbestimmend für die Entstehung von Spaltbarkeit ist dass Gruppen von zwei Ebenen, einer *Ag*- und einer *J*-Ebene, nahe an einander liegen und durch grösseren Abstand von der nächsten Gruppe getrennt. In weniger ausgeprägtem Grade gilt dies auch für die $(10\bar{1}0)$-Ebenen. Die Periodizität ist hier folgende:

$$\delta_{(10\bar{1}0)} = \underset{Ag+J}{} \overset{1.32}{\text{———}} \underset{Ag+J}{} \overset{2.65}{\text{———}} \underset{Ag+J}{} \overset{1.32}{\text{———}} \underset{Ag+J}{} \overset{2.65}{\text{———}}$$

Spaltbarkeit // $(10\bar{1}0)$ scheint indessen an *AgJ*-Kristallen nicht beobachtet zu sein, dagegen besitzt Zinkit, dessen Atomanordnung, wie oben angeführt, mit der des Jodsilbers analog ist, eine deutliche Spaltbarkeit parallel mit Prismenflächen erster Ordnung.

Belastung und Flächenfrequenz. Ein gewisses Interesse besitzt eine Analyse des Gitters mit Rücksicht auf den Zusammenhang zwischen der Belastung der Atomebenen und der Frequenz der beobachteten Kristallflächen. »Belastung» wird nach NIGGLI[1] zweckmässig ein Ausdruck der Form

$$L = \frac{q_1 A_1 + q_2 A_2 \, q_3 A_3 + \ldots}{\Delta_{(hkl)}} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (10)$$

genannt.

Hier bezeichnet q die Anzahl Atome A, die vom Elementarparallelogramm der Ebene (hkl) absorbiert werden. A kann zweckmässig durch die Atomnummer ausgedrückt werden, wobei der Ausdruck (9) in gewissem Grade die Elektrondichtigkeit der Ebene bezeichnet.

[1] Diskontinuum, S. 465.

In Tabelle 5 sind die in dieser Weise berechneten Belastungen für eine Anzahl Flächen mit niedrigen Indices wiedergesehen. Der in den Nenner von (10) einbegriffene konstante Faktor ac (Vgl. Formel 1) ist ausgelassen. ($Ag = 47$, $J = 53$).

Tab. 5.

Symbol	L_1	Absorbierte Atome	L_2	Absorbierte Atome	L_{Mittel}	Frequenz
$11\bar{2}0$	115.5	$2\,Ag + 2\,J$	—	—	115.5	2
$10\bar{1}0$	100.0	$Ag + J$	—	—	100.0	6
0001	88.9	Ag	100.2	J	94.6	8
$10\bar{1}1$	41.5	Ag	46.8	J	44.2	7
$30\bar{3}8$	38.6	$2\,Ag + 2\,J$	—	—	38.6	1
$10\bar{1}2$	32.3	Ag	36.4	J	34.3	3
$30\bar{3}2$	29.6	$2\,Ag$	33.3	$2\,J$	31.4	2
$11\bar{2}1$	25.9	Ag	29.3	J	27.6	0
$30\bar{3}4$	25.6	$2\,Ag$	28.9	$2\,J$	27.2	2
$10\bar{1}3$	25.0	Ag	28.3	J	26.6	1
$20\bar{2}1$	22.7	Ag	25.6	J	24.2	4
$10\bar{1}4$	20.1	Ag	22.6	J	21.4	2

Die in der 7ten Spalte der Tabelle aufgeführten Ziffern sind aus der Kombinationstabelle berechnet, die sich in KRAUS UND COOKS Aufsatz[1] über die Kristallographie des Jodsilbers befindet. Hierbei ist jedoch zwischen (hikl)- und (hik$\bar{l}$)-Formen kein Unterschied gemacht worden. Die Ziffern geben die Anzahl Fundorte an, wo die resp. Formen nachgewiesen sind. Die Symbole sind zu dem richtigen Achsenverhältnis c:a = 1 : 1.6392 transformiert.

Eine gewisse Übereinstimmung ist vorhanden zwischen Durchschnittszahlen von Belastung für verschiedene Atomebenen, parallel mit einer gewissen Fläche, (L_{mittel}), und der Frequenz derselben. Dies gilt von den Formen ($10\bar{1}0$), (0001) und ($10\bar{1}1$), deren mittlere Belastung gross ist. Diese Formen sind gleichzeitig die gewöhnlichsten. Eine auffallende Abweichung ist indessen vorhanden hinsichtlich der am stärksten belasteten Fläche ($11\bar{2}0$), die an den bisher untersuchten Kristallen selten ist. Dasselbe gilt von ($11\bar{2}1$), die trotz ziemlich grossen Wertes für L_{mittel} nicht beobachtet ist.

Eine ähnliche Rangordnung zwischen den auftretenden Flächen

[1] Zeitschr. f. Kryst. **46** (1909), S. 417.

zeigen die untersuchten Kombinationen von ZnO-Kristallen. Eine Zusammenstellung[1] nach GROTH, Chem. Krystallographie, gibt

Frequenz:	14	13	13	5	3	2
	$(10\bar{1}0)$	$(10\bar{1}1)$	(0001)	$(20\bar{2}1)$	$(10\bar{1}3)$	$(20\bar{2}5)$
				$(10\bar{1}2)$	$(11\bar{2}4)$	$(11\bar{2}0)$
						$(11\bar{2}2)$

Auch hier spielt $(11\bar{2}0)$ verglichen mit $(10\bar{1}0)$ eine untergeordnete Rolle.

Bezüglich dieser Zusammenstellungen ist natürlich zu bemerken, dass die Belastung nur als einer der Faktoren, die den Rang der Formen bestimmen, angesehen werden kann.

Zwillingsbildung. An Jodsilber sind von mehreren Forschern Zwillingkristalle nach $(30\bar{3}8)$ beobachtet worden. Die Form $\{30\bar{3}8\}$ ist an künstlichen Kristallen von v. ZEPHAROWICH[2] beobachtet. Zwillingkristalle nach $(30\bar{3}8)$ sind beschreiben von GENTH und v. RATH,[3] SPENCER[4] sowie von KRAUS und COOK.[5] Wie aus Tabelle 5 hervorgeht, besitzt $(30\bar{3}8)$ trotz der relativ hohen Indices eine hohe Belastung ($L_{30\bar{3}8} = 38.6$). Sie kommt in dieser Hinsicht zunächst nach $(10\bar{1}1)$. Ihre starke Belastung hängt damit zusammen dass das Elementarparallelogramm alle vier Atome des Elementarparallelepipeds absorbiert, was hervorgeht wenn ihre Indices eingesetzt werden in den Ausdruck

$$h\alpha + i\beta + l\gamma = N \quad \ldots\ldots\ldots \quad (11)$$

wo α, β und γ Atomkoordinaten sind. N vird für $[[0\,0\,0]]$, $\left[\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{2}\right]\right]$, $\left[\left[0\,0\,\frac{5}{8}\right]\right]$ und $\left[\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{8}\right]\right]$ eine ganze Zahl.

Nahezu normal gegen $(30\bar{3}8)$ steht die Gitterlinie $[423]$. Aus dem allgemeinen Ausdruck dafür dass die Linie $[uvw]$ $90°$ mit der Gitterlinie $[u_1\, v_1\, w_1]$ bildet, oder

$$a^2uu_1 + b^2vv_1 + c^2ww_1 + bc\,(vw_1 + wv_1)\cos\alpha + ca\,(wu_1 + uw_1)\cos\beta + ab\,(uv_1 + vu_1)\cos\gamma = 0 \quad \ldots\ldots\ldots \quad (12)$$

wird der für hexagonales Gitter geltende Spezialfall abgeleitet, oder

$$a^2\left[uu_1 + vv_1 - \frac{1}{2}(uv_1 + vu_1)\right] + c^2ww_1 = 0 \quad \ldots\ldots \quad (13)$$

---

[1] Die Frequenzziffern geben hier die Anzahl verschiedene Typen an, an welchen die resp. Formen beobachtet worden sind.
[2] Zeitschr. f. Kryst. **4** (1879), S. 119.
[3] Zeitschr. f. Krist. **10** (1885), S. 473.
[4] Ibid. **35** (1902), S. 452.
[5] Ibid. **46** (1909), S. 417.

a, b, c sind in (11) die Kanten des Elementarparallelepipeds, α, β, γ die Vinkel desselben. Für hexagonales Gitter ist $a = b$; $\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$.

Für die Berechnung der Indices u, v, w für die zu $(30\bar{3}8)$ rechtwinklige Linie kann zweckmässig[1] die Bedingung angewendet werden, dass $[uvw]$ rechtwinklig zu zwei in $(30\bar{3}8)$ liegenden Gitterlinien sein soll. Die Schnittlinien zwischen $(30\bar{3}8)$ und (0001) bezw. $(01\bar{1}0)$ sind zwei solche Gitterlinien. Die Zonenindices derselben werden zu $[0\bar{1}0]$ und $[\bar{8}03]$ berechnet. Bei Anwendung der Formel (13) ergibt sich dann

$$\begin{cases} \dfrac{u}{w} = \dfrac{c^2}{2\,a^2} = 1.343\left(\sim \dfrac{4}{3}\right) \\ \dfrac{u}{2} = v \end{cases}$$

Hieraus geht hervor dass $[423]$ eine Pseudonormale zu der Ebene $(30\bar{3}8)$ ist. Die Abweichung von 90° ist nur $0^\circ\ 12'$.

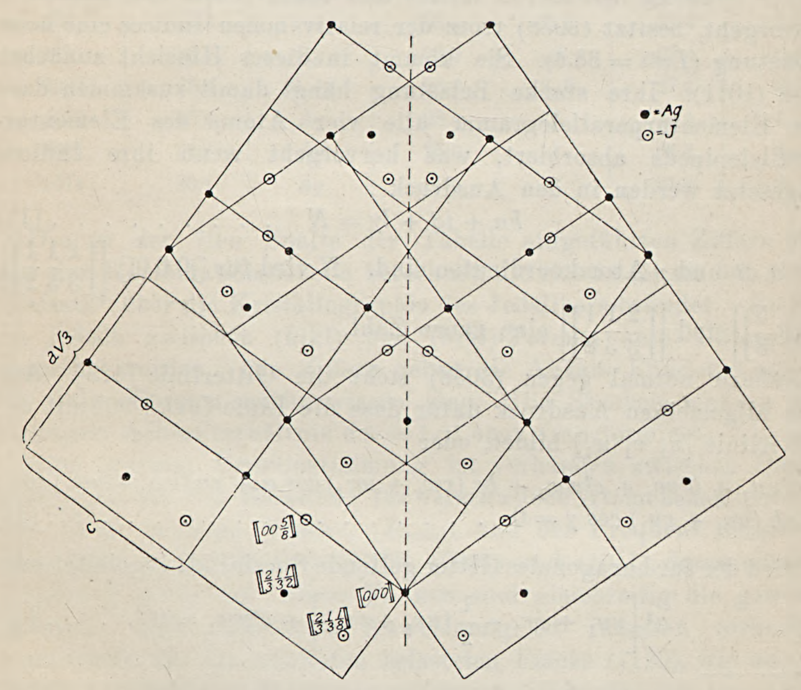


Fig. 4. Projektion der Struktur von AgJ (hex.) bei Zwillingsbildung nach $(30\bar{3}8)$, Projektionsebene $(01\bar{1}0)$. Nur in der Projektionsebene liegende Atome sind angegeben. Die gestrichelte Linie ist die Spur der $(30\bar{3}8)$-Ebene in $(01\bar{1}0)$.

---

[1] Vgl. Niggli. Diskontinuum, S. 519.

Nach FRIEDEL[1] ist das Vorhandensein von Gitterlinien, welche nahezu senkrecht zur Zwillingfläche verlaufen, eine kennzeichnende Eigenschaft für Zwillingkristalle. Mit der Pseudonormale und zwei Gitterlinien in der Zwillingsebene kann dann ein Gitter konstruiert werden, das sich nahezu exakt über die Zwillingsfläche von demeinen Individuum nach dem andern fortsetzt. FRIEDEL nennt solche Zwillinge »macles par pseudomériédrie réticulairé» zum Unterschied von »macles par mériédrie», wo das Gitter des einen Individuums sich exakt in dem des andern fortsetzt.

FRIEDEL diskutiert in seiner vorzüglichen Arbeit über das Zwillingproblem (l. c. p. 278) auch Jodsilber. Das Achsenverhältnis, das er dabei voraussetzt ($c : a = 1 : 1.2294$) ist indessen nicht das richtige. Von diesem Achsenverhältnis ausgehend findet FRIEDEL indessen dass (30$\bar{3}$8) in der BRAVAISschen Rangordnung (nach der Grösse der Elementarparallelogramme) die vierte Fläche ist. [(30$\bar{3}$8) erhält in FRIEDELS Aufstellung das Symbol (10$\bar{1}$2)]. Da der Ausgangspunkt (das Achsenverhältnis) nicht richtig ist, ist selbstredend auch diese Konsequenz unrichtig. Auf Grund der Atomanordnung der Jodsilberstruktur zeigt sich indessen nun dass (30$\bar{3}$8) tatsächlich dem Range nach die fünfte Fläche ist, wenn nämlich die Flächen nach abnehmenden L_{mittel} (mittlere Belastung. Vgl. Tabelle 5) geordnet werden. Grössere Belastung besitzen nur (10$\bar{1}$0), (11$\bar{2}$0), (0001) und (10$\bar{1}$1). Von diesen sind die zwei erstgenannten Symmetrieebenen und können daher keine Zwillingkristalle erzeugen. Nach (0001) können sich »macles par meriédrie» bilden. Solche scheinen jedoch bei AgJ nicht beobachtet zu sein. Dagegen sind sie unter Kristallen von ZnO gefunden. Pseudomeroedrische Zwillinge nach (10$\bar{1}$1) sind natürlich denkbar. Eine für diese Fläche bewerkstelligte Berechnung derselben Art wie oben lässt indessen erkennen, dass hier keine Pseudonormale mit einfachen Indices existieren. Man erhält nämlich bei Anwendung von (13)

$$\begin{cases} \frac{u}{w} = \frac{2}{} \frac{c^2}{a^2} = 5.374 \left(\sim 5 \frac{1}{3}\right) \\ v = \frac{u}{2} \end{cases}$$

Die einfachste Pseudonormale gegen (10$\bar{1}$1) wäre also [16 · 8 · 3], die offenbar im Vergleich zu [423] sehr wenig belastet ist. [423] ist ausserdem doppelt belastet, da sie nämlich die Atome $\left[\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{2}\right]\right]$ absorbiert.

[1] Études sur les groupements cristallins. Bull. Soc. de l'industrie minerale. IV:e Serie. Tomes III et V.

Die Fläche $(30\bar{3}8)$ kann also als die nach der Rangordnung mit Rücksicht auf Belastung erste Fläche (die nicht Symmetrieebene ist oder senkrecht zur Symmetrieachse steht) charakterisiert werden, die eine Pseudonormale mit einfachen Indices besitzt. Werden starke Belastung und Pseudonormalen mit einfachen Indices als Voraussetzungen für Zwillingbildung angenommen, so ist demnach $(30\bar{3}8)$ als die Fläche in der AgJ-Struktur anzusehen, nach welcher a priori mit grösster Wahrscheinlichkeit Swillingsbildung mit nicht parallelen Achsen zu erwarten sein muss.

Die Abweichung der Pseudonormale [423] von 90° wird grösser in demselben Masse als das Achsenverhältnis sich von $\frac{4\sqrt{3}}{3\sqrt{2}} = 1.632$ entfernt, d. h. wenn die Dimensionen des Gitters sich von denjenigen eines kubischen Gitters entfernen. Möglicherweise hängt hiermit zusammen dass Zwillinge nach $(30\bar{3}8)$ bei Zinkoxyd nicht beobachtet sind. Nach Traube[1] ist nämlich das Achsenverhältnis des *reinen* Zinkoxyds $c : a = 1 : 1.6077$, was bedeutend mehr von dem kubischen abweicht als es das Achsenverhältnis des Jodsilbers tut. Zu bemerken ist indessen dass für ZnO auch Achsenverhältnisse angegeben sind, welche näher an $\frac{4\sqrt{3}}{3\sqrt{2}}$ liegen.

Die reguläre Modifikation (Stabil über + 146°).

Auf der Basis von Reflexionsmessungen gegen (0001) an Wurzitkristallen vermutet Bragg[2] dass ZnS in hexagonaler Modifikation analog mit ZnO gebaut ist. Es ist daher ziemlich naheliegend anzunehmen, dass AgJ, dessen hexagonale Modifikation strukturanalog mit ZnO ist, in regulärer Modifikation dieselbe Struktur wie reguläres ZnS, besitzen müsse. Bei Untersuchung von AgJ über + 146° hat Verf. indessen gefunden, dass dies nicht der Fall ist. Die reguläre Modifikation, die über + 146° stabil ist, hat eine Struktur, die bedeutend komplizierter ist und anscheinend enhält der Elementarkubus eine so grosse Anzahl Moleküle, dass eine detaillierte Strukturbestimmung kaum durchführbar sein dürfte.

Beim Debye-Photographieren von AgJ über + 146° wurde eine in Göttingen verfertigte offene Kamera angewendet, wo der Film durch ein schwarzes Papier geschützt wurde so dass das Präparat bei Tageslicht eingesetzt und zentriert werden konnte. Diese Kamera

[1] N. Jahrb. f. Min. Beil. Bd. **9** (1894—5), S. 147.
[2] Phil. Magazine **39** (1919), S. 647.

konnte ohne Veränderung zum Photographieren bei höherer Temperatur angewendet werden. Da es nämlich für die Bestimmung der Struktur nicht für nötig angesehen wurde, während der Exponierung eine sehr konstante Temperatur einzuhalten, wurde folgende einfache Anordnung gemacht. Das Kristallpulver (durch Pulverisieren eines einzigen grossen Kristalles erhalten) wurde mit Leim auswendig auf einem Kapillarröhrchen von Glas befestigt, das in gewöhnlicher Weise in die Kamera eingesetzt wurde. Unter dieser wurde eine kleine Gasflamme placiert, über welcher in der Kamera ein Metallrohr angebracht wurde, durch das der warme Luftstrom dem Präparat zugeführt wurde. Die Temperatur wurde zu Anfang und am Schluss einer jeden Exponierung wie auch bei Unterbrechung derselben an einem Thermometer abgelesen, der nachdem die Probe herausgehoben war, an Stelle der Probe in die Kamera eingesetzt wurde. Zwei wohl gelungene Films wurden erhalten nebst ein paar weniger guten. Die Linien waren vollkommen scharf, wenngleich einige sehr schwach waren. Eine allgemeine Schwärzung macht jedoch die Reproduktion derselben unmöglich. Bei der Exponierung des Films n:o 1 wurden folgende Temperaturen abgelesen: 190°, 195°, 207°, 190°, 188°; Durchschnittszahl = 194°. Während der Exponierung des Films n:o 2 wurden die Temperaturen 185°, 190°, 185°, 195° abgelesen; Durchschnittszahl = 190°. N:o 1 wurde 5 Stunden, n:o 2 3 Stunden exponiert. Die Spannung war c:a 40 000 Volt; die Stromstärke c:a 10 Milliampère. Die Vermessung des Films gab als Resultat die Sinusquadrate, die in Tabelle 6 aufgeführt sind.

Tab. 6.

Linie N:o	Schwärzung	$Sin^2 \frac{\vartheta}{2}$		Mittel	λ
		Film N:o 1	Film N:o 2		
1	Stark	0.077	0.077	0.077	α
2	Schwach	—	0.104	0.104	β ?
3	»	—	0.126	0.126	α
4	Stark	0.152	0.152	0.152	α
5	Schwach	0.187	0.188	0.1875	β ?
6	Stark	0.227	0.230	0.2285	α
7	Mittelst.	0.300	0.303	0.3015	α
8	Schwach	0.373	0.369	0.371	α
9	Stark	0.527	0.528	0.5275	α

Ein Vergleich mit Tabelle 1, wo die Sinusquadrate der hexagonalen Modifikation aufgeführt sind, lässt unmittelbar erkennen, dass Jodsilber eine andere Struktur angenommen hat. Als β-Linien *können* die Linien n:rs 2 und 5, zu bezw. n:rs 4 und 6 gedeutet werden. Als β-Linie zu 0.152 wird nämlich 0.103 (beobachtet: 0.104) berechnet; zu 0.228 wird 0.188 (beob.: 0.187 und 0.188) berechnet.

Die Sinusquadrate, welche eine reguläre Struktur erzeugt, müssen ausgedrückt werden können durch die Formel (9), oder

$$Sin^2 \frac{\vartheta}{2} = \frac{\lambda^2}{4\,a^2}(H^2 + K^2 + L^2)$$

Da $\frac{\lambda^2}{4\,a^2}$, wo a = Kantenlänge des Elementarkubus, eine Konstante ist, müssen die Sinusquadrate sich verhalten wie ganze Zahlen, die in Form einer Summe der Quadrate von ganzen Zahlen, inklusive 0, dargestellt werden können. Sinnlos sind daher u. a. die Zahlen 7, 15 und 28.

Die in Tabelle 6 aufgeführten Sinusquadrate für α-Linien können vorerst zweckmässig ausgeglichen werden zu folgender Zahlenserie, in welcher die Zahlen ganze Multipla einer Konstanten sind:

0.075 0.125 0.150 0.225 0.300 0.375 0.525

Die mittlere Abweichung von den beabachteten Werten wird dann etwas mehr als 1 %.

Diese Serie Sinusquadrate lässt erkännen dass die Jodsilberstruktur bei dieser Temperatur regulär ist.

Die erste Möglichkeit,[1] welche diskutiert werden kann, ist dass $0.075 = 3 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$. 0.075 entspricht dann einem Reflex von (111). Hierbei erhält man die Zahlenserie 3, 5, 6, 9, 12, 15, 21. Diese ist indessen unmöglich, da 15 nicht als Summe von drei Quadraten von ganzen Zahlen dargestellt werden kann und 0.375 nicht als β-Linie erklärt werden kann.

Wird $0.075 = 4 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$ angenommen, so kann 0.125 nur mit Schwierigkeit eingepasst werden. Ausserdem erhält 0 525 die Zahl 28,

[1] $0.075 = 1 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$ führt zu der Zahlenserie 1, 2, 3, 4, 5, 7, wo 7 sinnlos ist. Ausserdem kommt dann 0.125 nicht mit. Wird $0.075 = 2 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^4}$ angenommen, so kommt auch 0.125 nicht mit.

was offenbar sinnlos ist. In die Annahme $0.075 = 5 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$ kann gleichfalls 0.125 nur mit Schwierigkeit eingepasst werden. Ausserdem erhält 0.225 die Zahl 15, was sinnlos ist. Wird $0.075 = 6 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$ angenommen, so erhält man die Zahlenserie 6, 10, 12, 18, 24, 30, 42. Der erste Reflex würde in diesem Falle von (211) herrühren. Diese Annahme ist die einfachste, die nicht sinnlos ist. Bevor dieses Resultat anerkannt wird, muss indessen die Linie 0.125 mit ein paar Worten diskutiert werden. Dieselbe kommt auf dem stärksten der Films vor und ist hier vollkommen deutlich, wenngleich ziemlich schwach. Sie lässt sich nicht als β-Linie erklären. Es stellt sich indessen heraus, dass selbst wenn man von dieser Linie absieht, doch $0.075 = 6 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$ als die einfachste mögliche Annahme angesehen werden muss. Die Annahmen $0.075 = 1 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$, $3 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$, $4 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$, $5 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$ geben Zahlenserien, wo die Zahlen 7, 15 oder 28 vorhanden sind und die also sinnlos sind. Verbleibt die Möglichkeit $0.075 = 2 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2}$. Hieraus werden die Zahlen 2, 4, 6, 8, 10, 14 erhalten (0.125 kommt dann nicht mit). Aus

$$0.075 = 2 \cdot \frac{\lambda^2}{4\,a^2} \text{ wird berechnet}$$
$$a = 4.98 \text{ Å. E.}$$

Die Dichte von hexagonalem Jodsilber ist im vorhergehenden = 5.67 angenommen, welcher Wert sich in gutem Einklang mit dem Debye-Film erwies. Nach Volumenmessungen von TAMMAN[1] und BENEDICKS[2] ist die Volumenverminderung, welche AgJ bei + 146° erleidet = 0.01 cc pr 1 gr Substanz. Hieraus wird die Dichte bei + 146° zu 6.01 berechnet. Da indessen bei der Untersuchung des Verf. die Temperatur ungefähr + 190° war, muss eine etwas niedrigere Dichte den Berechnungen zu Grunde gelegt werden, die an der Hand von BENEDICKS Kurven (l. c. p. 251) auf etwas weniger als 6.00 eingeschätzt werden kann. Wird mit dem approximativ richtigen Werte 6.0 gerechnet, so erhält man die Anzahl Moleküle im Elementarkubus mit der Seite 4.98 Å. E.,

$$N = \frac{(4.98)^3 \cdot 6}{1.66 \times 234.8} = 1.90$$

---

[1] Zeitschr. f. Phys. Chemie 75 (1911), S. 377.
[2] Journal of the Iron and Steel Institute 1912, II, p. 242.

Selbst wenn man annimmt dass der Fehler in der Ziffer 6.0 für die Dichte so gross ist, dass N hierdurch den Wert 1.9 anstatt 2.0 erhalten hat, führt dennoch $0.075 = 2 \cdot \frac{\lambda^2}{4 a^2}$ zu sinnlosem Resultat. Zwei Moleküle *AgJ* im Elementarkubus können nämlich nicht so placiert werden dass kubische Symmetrie erhalten[1] wird, und da die Symmetrie dieser Modifikation wohl als völlig sicher bestimmt (optisch) angesehen werden muss, ist kein Grund vorhanden die Struktur von niedrigerer Symmetrie als kubischer anzunehmen.

Aus $0.075 = 6 \cdot \frac{\lambda^2}{4 a^2}$ wird berechnet

$$a = 8.63 \text{ Å. E.}$$

Die Anzahl Moleküle im Elementarkubus, N, = 9.67.

Nimmt man an dass die Abweichung von 10.0 mit einem Fehler in der Ziffer für die Dichte zusammenhängt, so würde also die einfachste Möglichkeit zu einer Deutung der Struktur dieser Jodsilbermodifikation besagen, das der Elementarkubus 10 Moleküle *AgJ* enthält. Es können also nicht sämtliche *Ag*- bezw. *J*-Atome strukturell identisch sein, da 10-zählige Lagen nicht möglich sind. Versuche die Atomkoordinaten in einer kubischen Struktur mit 20 Atomen zu bestimmen müssen als aussichtslos angesehen werden. Hierzu kommt dass 10 Moleküle im Elementarkubus die niedrigste Anzahl ist, die mit der Lage der Linien auf dem Film vereinbar ist. Eine höhere Ziffer als 10 ist natürlich sehr wohl denkbar, und mit Rücksicht darauf dass bei 10 Molekülen nicht alle Atome derselben Art strukturell identisch werden, vielleicht wahrscheinlicher.

Die Berechnung der Debye-Films gibt also als Resultat dass *AgJ* über + 146° (bei c:a 190°) reguläre Struktur besitzt. Diese Struktur stimmt mit keinem zuvor bekannten regulären Strukturtyp (raumzentriert, flächenzentriert, Zinkblende-Typ etc.) überein. Der Elementarkubus muss mindestens 10 Moleküle *AgJ* enthalten. Wenn alle Atome derselben Art strukturell identisch sind, muss der Elementarkubus eine noch grössere Anzahl (12, 16, 24, 32 oder 48) enthalten.

---

[1] Dies würde besagen dass zwei 2-zählige Lagen oder vier 1-zählige Lagen vorhanden waren. Wären anstatt Atome *AgJ-Moleküle* Struktureeinheiten, so könnte die Struktur als raumzentriert aufgefasst werden, wobei gerade die Zahlen 2, 4, 6, 8, 10 und 14 auftreten müssen.

II. Marshit und Miersit.

CuJ (das Mineral Marshit) kristallisiert nach Untersuchungen von SPENCER (l. c.) tetraedrisch und besitzt eine vollkommene Spaltbarkeit nach (110). Das Mineral Miersit, mit der Zusammensetzung 4 *AgJ* · *CuJ*, kristallisiert gleichfalls tetraedrisch und zeigt auch rhombendodekaedrische Spaltbarkeit (SPENCER l. c.). Mischkristalle mit grösserem Gehalt an *Cu* als vorstehende Formel angibt sind bekannt. Bei Überschuss von *AgJ* entstehen jedoch Zusammenwachsungen von Miersit mit *AgJ*. SPENCER schliest aus diesen Tatsachen, dass die über + 146° stabile, reguläre Jodsilbermodifikation isomorph mit *CuJ* und also tetraedrisch ist. Durch Dr. SPENCERS zuvorkommende Vermittlung, für welche Verf. hier die Gelegenheit benutzt, seine grosse Dankbarkeit zum Ausdruck zu bringen, wurden vom British Museum Proben von dem Originalmaterial von sowohl Marshit als Miersit aus Broken Hill erhalten. Diese Mineralien wurden beide einer Untersuchung mit Debye-Methode unterzogen, wobei konstatiert wurde dass sie Struktur von Zinkblendetyp besitzen.

Marshit.

Strukturbestimmung. Das Präparat wurde $1^1/_2$ Stunden bei c:a 40 000 Volt und c:a 8 M. A. exponiert. Fe-Antikathode wurde angewendet. Die gemessenen Linien ergaben folgende Sinusquadrate:

Linie N:o	1	2	3	4	5	6
$Sin^2 \frac{\vartheta}{2} =$	0.0796	0.207	0.234	0.284	0.412	0.487
	Mittel	Stark	Schwach	Stark	Schwach	Mittelst.
Linie N:o	7	8	9	10	11	
$Sin^2 \frac{\vartheta}{2} =$	0.511	0.615	0.693	0.821	0.898	
	Schwach	Stark	Mittelst.	Stark	Stark	

Von diesen Linien *können* als β-Linien gedeutet werden 0,234 (als β-Linie zu 0.284; Ber.: 0.234) und 0.511 (als β-Linie zu 0.615; Ber.: 0.505). Werden diese Linien (N:ris 3 und 7) abgesondert, so verhalten sich die Sinusquadrate der verbleibenden Linien sehr nahe wie die Zahlen 3, 8, 11, 16, 19, 24, 27, 32 und 35, woraus hervorgeht dass die Struktur regulär und aller Wahrscheinlichkeit nach von Zinkblendetyp ist. Die Übereinstimmung geht aus

nachstehenden Ziffern hervor, (für die α-Linien), welche durch Multiplikation mit den in der Zahlenserie 3, 8, 11.... enthaltenen Zahlen mit der Konstante 0.0257 erhalten werden,

Linie N:o	1	2	4	5	6	8	9	10	11
	0.0771	0.206	0.283	0.411	0.488	0.617	0.694	0.822	0.899

Aus der Formel (9) wird, wenn $\frac{\lambda^2}{4a^2} = 0.0257$, die Kantenseite des Elementarkubus berechnet zu

$$a = 6.02 \text{ Å. E.}$$

Wird PRIORS Analyse[1] ($Ag = 1.19$ %) als für das photographische Material massgebend angenommen, so wird (Dichte nach PRIOR 5.59) die Anzahl Moleküle (1.00 J, 0.98 Cu, 0.02 Ag) im Elementarkubus zu

$$N = 3.84,$$

oder nahezu 4 Moleküle, berechnet. Eine etwas höhere Dichte als 5.59 muss also für das untersuchte Material angenommen werden. (Bestimmung der Dichte mit Röntgenanalyse gibt oft höhere Werte als andere Methoden). Für reines CuJ, dessen Dichte von SPRING[2] zu 5.63 angegeben wird, wird wenn 4 Moleküle im Kubus angenommen werden, berechnet

$$a = 6.08 \text{ Å. E.}$$

Dass der Elementarkubus in der Struktur des Marshits vier Moleküle enthält, dürfte als völlig sicher angesehen werden können. Die Zahlenserie 3, 8, 11, 16 usw. ist kennzeichnend für reguläre Strukturen mit den Atomlagen $[[0\,0\,0]]$, $\left[\left[\frac{1}{2}\,\frac{1}{2}\,0\right]\right]$, $\left[\left[\frac{1}{2}\,0\,\frac{1}{2}\right]\right]$, $\left[\left[0\,\frac{1}{2}\,\frac{1}{2}\right]\right]$, $\left[\left[\frac{1}{4}\,\frac{1}{4}\,\frac{1}{4}\right]\right]$, $\left[\left[\frac{1}{4}\,\frac{3}{4}\,\frac{3}{4}\right]\right]$, $\left[\left[\frac{3}{4}\,\frac{1}{4}\,\frac{3}{4}\right]\right]$, $\left[\left[\frac{3}{4}\,\frac{3}{4}\,\frac{1}{4}\right]\right]$. Sind diese Atomlagen sämtlich mit gleichartigen Atomen (Struktur von Diamanttyp) besetzt, so wird der Strukturfaktor $= 0$ für alle Indiceskombinationen mit gemischten Indices und solche mit gleichartigen wo aber $(H + K + L)$ nicht mit vier teilbar ist. Sind vier Atomlagen mit einer Sorte Atome, die übrigen vier mit einer anderen Atomart besetzt (Struktur von Zinkblendetyp), so wird der Strukturfaktor nicht mehr $= 0$ in dem letztgenannten von den vorstehend angegebenen Fällen, sondern erhält einen Wert, der sich in demselben Masse null nähert als der Unterschied zwischen der Beugungsfähigkeit der Atomarten klein wird. Die Atomnummer von Cu ist 29, von J 53. (Nimmt man an dass die Atome in der Struktur in Ionenform enthalten

---

[1] Mineralog. Magazine **13** (1901—03), S. 189.
[2] Zeitschr. anorg. Chemie **27** (1901), S. 308.

sind, so wird die Anzal Elektronen 28, resp. 54). In runder Zahl kann also bei der Berechnung der Strukturfaktoren für *Cu*, 1 für *J*, 2 eingesetzt werden.

Strukturen von Zinkblendetyp (mit den Atomen *A* und *B*) veranlassen vier Typen von Strukturfaktoren, nämlich

1) Alle Indices ungerade: $/S/^2 = (4A)^2 + (\pm 4B)^2$

2) Gemischte Indices: $/S/^2 = 0$

3) Alle Indices gerade:

a) $(H+K+L)$ teilbar mit 4: $/S/^2 = (4A + 4B)^2$

b) $(H+K+L)$ nicht teilbar mit 4: $/S/^2 = (4A - 4B)^2$.

Mit dem Wert 1 für *Cu*, 2 für *J*, wird dann für diese Typen von Strukturfaktoren erhalten: 1) $/S/^2 = 80$, 2) $/S/^2 = 0$, 3 a) $/S/^2 = 144$, 3 b) $/S/^2 = 16$, oder, wenn $16 = 1$ gesetzt wird, 1) $/S/^2 = 5$, 3 a) $/S/^2 = 9$, 3 b) $/S/^2 = 1$. In Tabelle 7 sind diese abgerundeten Strukturfaktoren aufgeführt. Ausserdem finden sich in dieser Tabelle die den Linien entsprechenden Indiceskombinationen, Kombinationszahlen, $\frac{n/S/^2}{r^2 \Delta^2}$ als berechnete Intensität in der ersten Approximation nebst Abschätzung der Stärke der Linien in drei Graden. Die Nummern in der ersten Spalte beziehen sich auf das Verzeichnis über Sinusquadrate auf der vorhergehenden Seite. Die Linie n:o 7 ist wahrscheinlich ausschliesslich als β-Linie aufzufassen. Indiceskombinationen mit gemischten Indices sind nicht aufgenommen.

Tab. 7.

Linie N:o	Indices	$/S/^2$	n	$\frac{n/S/^2}{r^2 \Delta^2}$	Schwärzung
1	111	5	4	6.7	2
—	200	1	3	0.7	0
2	220	9	6	6.7	3
4	311	5	12	5.4	3
—	222	1	4	0.3	0
5	400	9	3	1.7	1
6	331	5	12	3.2	2
(7	420	1	6	0.3	0)
8	422	9	12	4.5	3
9	333; 511	5; 5	4; 12	3.0	2
10	440	9	6	1.7	3
11	531	5	24	3.4	3

Die Übereinstimmung zwischen den beiden letzten Spalten muss als durchaus befriedigend angesehen werden. Struktur von Zinkblendetyp gibt also die experimentellen Daten einwandfrei wieder. Hiermit steht auch der tetraedrische Habitus und die Spaltbarkeit //(110) der Kristalle in Übereinstimmung.

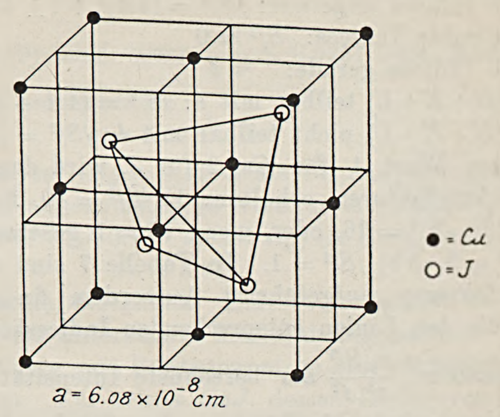


Fig. 5. Atomanordnung von *CuJ*.

Berechnung des Rauminhalts der Jodatome. Jedes Jodatom ist tetraedrisch von vier Kupferatomen umgeben. Vird die Seite des Elementarkubus mit a bezeichnet so ist $\frac{a\sqrt{3}}{4} = r_{Cu} + r_J$. Aus metallischen *Cu* wird $r_{Cu} = 1.28$ Å. E. berechnet. Wird $a = 6.02$ Å. E. der Berechnung zu Grunde gelegt, so ergibt sich dann

$$r_J = 1.33 \text{ Å. E.}$$

Aus reinem *CuJ* ($a =$ 6.08) wird berechnet $r_J = 1.36$ Å. E.

Hexagonales *AgJ* gab $r_J = 1.37$ Å. E. Die Übereinstimmung ist sehr gut.

Miersit.

Von Priors Analyse (l. c.) übriggebliebenes Material wurde mit Fe-Strahlung unter denselben Bedingungen wie beim Marshits photographiert. Die Belichtungszeit war jedoch länger (4 Stunden). Folgende Linien wurden gemessen:

Linie N:o	1	2	3	4	5	6	7
$Sin^2 \frac{\vartheta}{2} =$	0.0705	0.187	0.255	0.368	0.439	0.554	0.623
	Mittel	Stark	Stark	Sehr schwach	Mittel	Stark	Mittel

Von β-Strahlung herrührende Linien scheinen nicht vorzukommen. (Die Films waren sehr schwach.)

Die Struktur ist offenbar von demselben Typ wie die des Marshits. Die Sinusquadrate verhalten sich nämlich sehr nahe wie die Zahlen 3, 8, 11, 16, 19, 24 und 27.

Multipliciert man diese Zahlen mit dem Faktor 0.0231 so erhält man die Serie

Linie N:o	1	2	3	4	5	6	7
$Sin^2 \frac{\vartheta}{2} =$	0.0693	0.185	0.254	0.370	0.439	0.554	0.624

$$\text{Aus } 0.0231 = \frac{\lambda^2}{4\,a^2} \text{ vird berechnet}$$

$$a = 6.35 \text{ Å. E.}$$

Prior (l. c.) fand eine Zusammensetzung, die sehr nahe mit $4\,AgJ.CuJ$ übereinstimmte. Die Dichte wurde zu 5.64 bestimmt. Aus diesen Ziffern wird die Anzahl Moleküle $4\,AgJ.CuJ$ berechnet zu

$$N = 0.77$$

Wird 0.77 auf $0.8 = \frac{4}{5}$ abgerundet, so bedeutet dies, dass $\frac{4}{5}$ von $4\,AgJ.CuJ$ in jedem Elementarkubus mit $a = 6.35$ Å. E.[1] gefunden werden. Jeder solche Kubus enthält also, in Atomen ausgedrückt, $\frac{16}{5} Ag$, $4\,J$, $\frac{4}{5}\,Cu$, oder 4 Moleküle von der Zusammensetzung $\frac{4}{5} Ag\,\frac{1}{5}\,CuJ$.

Die Struktur kann also aufgefasst werden als eine Struktur von Zinkblendetyp, mit vier Molekülen $\overset{I}{R}.J$ im Elementarkubus; $\frac{4}{5}$ der R-Atome bestehen aus Ag, $\frac{1}{5}$ aus Cu. (Ob die R-Atome so angeordnet sind, dass kubische Gitter mit grosser Periode gebildet werden, mag einstweilen unentschieden gelassen werden.) Da die meisten R-Atome Ag-Atome sind, deren Atomnummer derjenigen der Jod-Atome sehr nahe liegt, wird in einer solchen Struktur der Strukturfaktor für die Flächen, wo $(H+K+L)$ nicht mit 4 teilbar ist, sehr nahe 0. Die Intensitätsverteilung wird also praktisch genommen dieselbe wie in eine Struktur von Diamanttyp.

Von Interesse wäre eine systematische Untersuchung von Mischkristallen zwischen AgJ und CuJ mit Rücksicht auf ihre Struktur, wie gleichfalls auch eine ähnliche Untersuchung über Mischkristalle

[1] Die Dichte wird in diesem Fall = 5.86.

zwischen *AgJ* und *AgCl* resp. *AgBr*, wo die Strukturen flächenzentriert sind.

Zusammenfassung. *AgJ* bei gewöhnlicher Temperatur gibt Lauediagramme mit hexagonaler Symmetrie. Aus dem Indicesfelde geht hervor dass das Achsenverhältnis von dem Typ $c:a \sim 1.6:1$ ist. Untersuchung mit Debyemethode lässt erkennen dass im Elementarparallelepiped 2 Mol. *AgJ* vorhanden sind. Diskussion der Placierung der Atome resultiert in einer Struktur, die völlig analog mit der *ZnO*-Struktur ist. Gittertyp Γ_h; $a = 4.59$ Å. E., $c = 7.53$ Å. E. *Ag*: $[[0\,0\,0]]$, $\left[\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{2}\right]\right]$; *J*: $[[0\,0\,p]]$, $\left[\left[\frac{2}{3}\,\frac{1}{3}\left(p-\frac{1}{2}\right)\right]\right]$; $p \sim \frac{1}{8}$.

Aus der von Wilsey für (gefälltes) Jodsilber vorgeschlagenen Struktur von Diamant-(Zinkblende-)Typ werden Sinusquadrate berechnet, die sich innerhalb der Grenzen der Versuchsfehler mit den Sinusquadraten decken, die aus der oben erwähnten hexagonalen Struktur berechnet werden. Der Unterschied der Intensitätsverteilung ist unbedeutend. Mit Rücksicht darauf dass *AgJ* bei gewöhnlicher Temperatur hexagonal kristallisiert, muss die hexagonale Struktur bevorzugt werden.

Aus der *AgJ*-Struktur wird der Radius des Jodatoms zu 1.37 Å. E. berechnet. ($r_{Ag} = 1.44$ Å. E.; berechnet aus *Ag*). Wird die Struktur als »close-packed» angenommen, so wird $p = \frac{1}{8}$.

Die Übereinstimmung in der Struktur zwischen isotypen Kristallarten von *Mg*-Typ wird diskutiert. Zusammenhang zwischen hexagonalen Strukturen mit $c:a \sim 1.9$ und $c:a \sim 1.6$ wird nachgewiesen.

Zusammenhang zwischen der Placierung der Atome und der Kohäsion und Flächenfrequens der *AgJ*-Kristalle wird untersucht.

Bei *AgJ*-Kristallen sind Zwillinge nach $(30\bar{3}8)$ beobachtet. Die Rolle dieser Fläche in der Struktur wird untersucht. Sie zeigt die nächst $(10\bar{1}1)$ grösste Belastung. Nahezu senkrecht zu $(30\bar{3}8)$ stehen die Gitterreihen [423]. Pseudonormalen gegen $(10\bar{1}1)$ mit niedrigen Indices sind nicht vorhanden. $(30\bar{3}8)$ ist also (nach Friedel) die Fläche, nach welcher Zwillinge mit nicht parallelen Hauptachsen a priori am wahrscheinlichsten sein müssen.

Debyephotogramme bei + 190° und + 194° zeigen dass *AgJ* bei dieser Temperatur eine reguläre Struktur angenommen hat. Die Zahlenserie der Sinusquadrate zeigt dass der Elementarkubus mindestens 10 Moleküle *AgJ* enthalten muss. Eine noch grössere Anzahl Moleküle ist jedoch wahrscheinlich.

Marshit (nahezu reines *CuJ*) zeigt reguläre Struktur von Zinkblendetyp. Aus dieser Struktur wird $r_J = 1.33$ Å. E. berechnet. Aus reinem *CuJ* wird $r_J = 1.36$ Å. E. berechnet.

Miersit (4 *AgJ.CuJ*) zeigt gleichfalls Struktur von Zinkblendetyp, die als Mischkristallstruktur aufgefasst werden kann.

Mineralogisches Institut der Stockholmer Hochschule, März 1922.

Kolumbit från Orust.

Av

G. Karl Almström.

Under min verksamhet som handelskemist har ej sällan hänt, att personer till laboratoriet medfört fynd av mineral eller bergarter, vilka de förmodat vara av värde. Vid ett tillfälle inlämnade en bergsprängare från Orust ett mörkt och tungt mineral, som vid undersökning befanns vara kolumbit. I Sverige är detta mineral endast funnet på Orust. Då en analys av mineralet från svensk fyndort icke föreligger, och då en undersökning därav från flera synpunkter erbjöd intresse, har jag företagit mig att verkställa en sådan.

Mineralets fyndort ligger nära gränsen mellan Torps och Röra socknar på Orust ungefär 1200 *m* sydost från Henåns utlopp i Ängskilen. Norr om landsvägen och nära invid den här belägna sjön finnes ett fältspatbrott. Det började bearbetas för ungefär trettio år sedan, men sedan tre eller fyra år har arbetet varit nedlagt. Endast fältspat, mikroklinpertit, har där brutits. Brottet är ett dagbrott i ett stup med ungefär 45 graders vinkel, det är 32 *m* högt och ungefär 250 *m* långt. Det stupar mot SSO. Vid ett besök på detta ställe fanns kolumbiten i fast klyft, men mycket sparsamt; endast en större körtel och några mindre, otydligt kristalliserade stycken kunde anträffas inom ett mycket begränsat område vid övre kanten av stupets västligaste del. Det är tvivelsutan på denna plats, som kolumbiten förut anträffats av G. Lindström.[1] Dels av honom dels av O. Nordenskjöld insamlade stuffer finnas i Riksmusei samlingar under beteckningen: Kolumbit från Timmerhult. Några av dessa stuffer äro tydligt kristalliserade.

Mineralet visar kolumbitens yttre egenskaper, och dess egentliga vikt har av mig bestämts, varvid talet 6,20 erhölls. En kvalitativ undersökning därav, 3 gr. bearbetades, visade att tenn, wolfram,

---

[1] Beskrivning av kartbladet Uddevalla, sid. 45, utgiven av Sveriges Geologiska Undersökning.

uran, zirkon, thor, ceritjordar och gadolinitjordar ej förekomma i påvisbar mängd. Förutom allmänt förekommande element innehåller mineralet endast niob, tantal och titan. Liksom fyndorten är mineralfattig, visar sig således även mineralet vara fattigt på beståndsdelar.

Den kvantitativa analysen verkställdes genom mineralets (2—3 gr.) dekomponering med kaliumpyrosulfat. Det visar sig härvid att ej ens genom dubbel dekomponering och smältans upplösning i kallt vatten titanet kan fullständigt bringas i lösning, utan huvudmängden därav medföljde metallsyrorna. En motsatt uppgift av CLASSEN[1] befinnes alltså vara oriktig. Däremot lyckades det lätt att genom smältans behandling med varmt vatten och ett par timmars upphettning på vattenbad bringa hela titanmängden i olöst form. De på detta sätt erhållna metallsyrorna skulle enligt en uppgift av MEYER och HAUSER[2] kunna bringas i lösning medelst vätesuperoxid och svavelsyra. Upprepade försök visade emellertid att endast en bråkdel av syrorna gingo i lösning. Den korniga form av niob- och tantalsyrorna, som erhålles vid smältning med kaliumpyrosulfat, äger således icke de såsom gel utfällda syrornas löslighet i nämnda agens. Däremot kunde syrorna tämligen lätt bringas i lösning medelst 40 %-ig fluorvätesyra. Efter tillsats av fluorkalium och lösningens koncentrering avskilde sig fina nålformiga kristaller av kaliumfluortantalat. Dessa skildes från moderluten genom filtrering med vacuum, varvid tantalföreningen upptogs på filtrerpapper i en GOOCHS degel av platina och tvättades med kallt vatten. Filtratet passerade ett rör av kautschuk och upptogs i en platinaskål. Vid ytterligare tillsats av fluorkalium och koncentrering erhöllos därur ytterligare fraktioner av tantalföreningen, tills slutligen även niobförening utkristalliserade. Den sista fraktionen omkrisstalliserades ur en ringa mängd kallt vatten, och tantalfraktionerna sammanfördes. Den därur erhållna tantalpentoxiden vägdes. Den befanns vid undersökning vara fri från titan, i det dess sura lösning ej färgades av vätesuperoxid. Även niob kunde medelst zink och svavelsyra ej påvisas däri, och den gav med galläppleextrakt en svagt brunfärgad fällning. Niobpentoxiden och titandioxiden avskildes tillsammans ur moderlutarna. Deras frihet från tantal framgår därav att ej mera kaliumfluortantalat kunde erhållas därur. De vägdes tillsammans,

[1] Ausgewählte Methoden der Analytischen Chemie, Band 1, sid. 762, Braunschweig, Vieweg und Sohn 1901.

[2] MARGOSCHES, Die Chemische Analyse, Band XIV—XV sid. 305. Stuttgart, Ferdinand Enke 1912.

och efter smältning med kaliumhydroxid bringades de i lösning medelst vätesuperoxid och svavelsyra, varefter titanet bestämdes kolorimetriskt. Den titanhaltiga niobpentoxidens lösning gav mörkt blåaktig färgning med zink och svavelsyra och mörkt orangefärgad fällning med galläppleextrakt. Kiselsyran bestämdes i ett särskilt prov genom uppslutning med kaliumpyrosulfat och metallsyrornas vägning före och efter avrykning med svavelsyra och fluorväte. Vid alla vägningar av dessa syror har iakttagits att bringa syrorna till konstant vikt genom glödgning med ammoniumkarbonat. De övriga ämnena bestämdes enligt vanliga analysmetoder; alkalierna enligt LAWRENCE SMITH efter uppslutning med kalciumkarbonat och klorammonium. Sammanställning och medeltal av ett flertal mer eller mindre fullständiga analyser ger som mineralets sammansättning:

SiO_2	0.45	%
Ta_2O_5	42.95	»
Nb_2O_5	37.49	»
TiO_2	0.66	»
FeO	2.50	»
MnO	13.02	»
Al_2O_3	0.53	»
CaO	1.55	»
MgO	0.10	»
K_2O	0.07	»
Na_2O	0.14	»
Glödgningsförlust	0.40	»
	99.86	%

Möjligen kan halten av kiselsyra och några andra beståndsdelar härleda sig från en ringa inblandning av andra mineral, vilka vid analysmaterialets beredande icke kunnat observeras. Mineralet innehåller således mera tantalpentoxid än niobpentoxid, och skulle därför kunna kallas tantalit. Till sin sammansättning står mineralet mellan tantalit och kolumbit. Då emellertid kolumbit och tantalit synas vara blandningskristaller av samma isomorfa föreningar i olika förhållanden, och man därför icke torde kunna särskilja dem såsom olika mineralspecies; har jag icke frångått den förut av LINDSTRÖM givna benämningen.

Göteborg, Statskemistens Laboratorium den 15 februari 1922.

Einfluss der Tenazität auf die Schleifhärte einiger Mineralien.

Von

P. J. Holmquist.

Dass Unterschiede in der Tenazität fester Körper ihre Härte beeinflussen, ist wohlbekannt. So werden naturgemäss *spröde* Substanzen von schnell wirkenden mechanischen Kräften, die hohe Spannungen hervorrufen, verhältnismässig leicht dauernd deformiert. Andererseits können *zähe* Substanzen derartigen Beanspruchungen oft besser widerstehen, auch wenn sie kleinere, aber langdauernd wirkende Spannungen nicht aushalten. Die sehr ungleichmässigen Resultate der Härteprüfungen einer Reihe von Mineralien, z. B. denjenigen der Mohs'schen Härteskala, die nach verschiedenen Methoden erhalten werden, bezeugen auch, dass die Tenazität an der Härtefestigkeit beteiligt ist.

In der Mineralogie wird allgemein hinsichtlich der Tenazität zwischen *spröden*, *»milden»* (sektilen), *elastisch biegsamen* und *plastischen* (gemein biegsamen, geschmeidigen, dehnbaren oder duktilen) Substanzen unterschieden. Die meisten Mineralien verhalten sich wie spröde Körper, einige sind »mild», sehr wenige plastisch. Unterschiede in der Sprödigkeit kommen bei den meisten Prüfungsmethoden nur wenig zum Vorschein. Die von Mügge entdeckte Eigenschaft der *Translation*[1] sowie die von E. Reusch gemachte Beobachtung, dass Kristallsubstanzen *durch* Druck unter *Zwillingsbildung* deformiert werden können,[2] und das allgemeine Vorkommen derartiger Erscheinungen auch unter solchen Mineralien, die als spröde bezeichnet werden, lassen vermuten, dass die Ursache der fehlenden Übereinstimmung der verschiedenen Härteprüfungen wenigstens teilweise darin zu suchen ist. So spielen z. B. bei der Härteprüfung von Calcit, Steinsalz, Gips, Cyanit wahrscheinlich Translationen und Druckzwillingsbildung mit. Nicht weniger beteiligt sind wahrscheinlich die Elastizitätseigenschaften und besonders

[1] Neues Jahrb. f. Min. 1889, Bd. I: 145.
[2] Pogg. Ann., Bd. 132 (1867): 441 und Bd. 147 (1872): 307.

die elastische Biegsamkeit an der Härte der sog. spröden Mineralien. Es ist vorauszusehen, dass die Elastizität besonders bei Verwendung solcher Härteprüfungsmethoden, bei denen die erste Entstehung von Bruchbildung als Grenzzeichen für die Härte verwendet wird, von bestimmendem Einfluss ist. Dieser Einfluss kommt aber, wie im folgenden gezeigt werden wird, auch bei der Schleifmethode zum Vorschein, wiewohl diese mehr den Charakter einer Prüfung der Abnutzungs- oder Zermalmungsfestigkeit besitzt. Dank der Genauigkeit, mit der die Härteprüfungsmethode durch Komparationsschleifen und Wägen arbeitet, können nämlich bei einigen spröden Substanzen bedeutende Tenazitätsunterschiede zum Vorschein gebracht werden. Im folgenden werden solche Fälle, die ich bis jetzt studiert habe, beschrieben.

Bei diesen Untersuchungen verwendete ich als Schleifmittel Karborundumpulver verschiedener Sortierungen mit eng begrenzten Korngrössen. Diese waren durch sorgfältiges Abschlämmen aus käuflichem Karborundum hergestellt. Um zu vermeiden, dass die Veränderung der Korngrösse, die durch das Schleifen infolge von Zermalmung eintritt, die Schleifbedingungen beeinflusste, wurde immer reichlich Schleifpulver hinzugesetzt und das Abschleifen nur kurze Zeit fortgesetzt. In solchen Fällen, sowie auch wenn sehr feines Schleifpulver verwendet wurde, verloren die Probestücke bei jedem Versuch nur sehr wenig an Gewicht. Zur Bestimmung dieser kleinen Gewichtsverluste stand mir zur Verfügung eine der mineralogischen Abteilung der Technischen Hochschule gehörige *Mikrowage* von dem bekannten Fabrikat W. H. F. KUHLMANNS in Hamburg. Mit dieser Wage kann leicht eine Genauigkeit von wenigstens 5 Milliontel eines Grammes und bei sehr genauer Arbeit bis zu 1 Milliontel erreicht werden. Die Wage trägt bis zu 20 g auf jeder Schale, ohne dabei wesentlich an Empfindlichkeit zu verlieren. Die von mir gebrauchten Probestücke wogen gewöhnlich nur ein paar Gramm, nur ausnahmsweise verwendete ich solche Stücke von mehr als 10 g Gewicht.

Relative Schleifhärte von Apatit und Flussspat.

Über die Schleifhärte dieser Substanzen wurde von mir früher ausführlich berichtet.[1] Es wurde gezeigt, dass der Apatit mehr zermalmt wird als der Flussspat, wenn beide unter gleichen Verhältnissen abgeschliffen werden. Der Schleifschlamm, den der Flussspat dann abgibt, besteht nämlich aus Partikelchen, die ungefähr 9 mal grösser sind als diejenigen, die von dem Apatit abgege-

[1] »Die Härtestufe 4—5». Diese Zeitschr. 38 (1916): 501.

ben werden. Dies bedeutet, dass der Apatit sich in diesem Falle mehr mild (weniger spröde) als der Flussspat verhält. Die durch die Schleifbewegung bewirkte Zermalmung der Schleifflächen verläuft also verschieden, wiewohl die Beanspruchungen die gleichen sind. Hieraus wurde gefolgert, dass es bei den Schleifmethoden richtiger wäre, die Härte oder Weichheit eines spröden Körpers, nicht nach den Volumina der abgenutzten Substanzmengen, sondern nach der Summe der durch den Prozess entstandenen Bruchflächengrössen zu beurteilen. Dies stände in Übereinstimmung mit den Prinzipien für die Bestimmung des Zermalmungswiderstandes, die jetzt in der Technik Verwendung gefunden haben. Theoretisch und experimentell ist nämlich nachgewiesen, dass für Zermalmung von Gesteinen und Erzen das Gesetz von RITTINGER gilt, welches besagt, dass die Arbeit, die die Zermalmung fordert, proportional den produzierten Flächen oder annähernd den reziproken Durchmessern der entstandenen Körner ist.[1]

Meine Untersuchung über die Schleifhärte des Apatits und des Flussspats ergab auch das Resultat, »dass der Flussspat im Verhältnis zum Apatit um so härter erscheint, je härter das Schleifmittel ist, das man für den Versuch gebraucht».[2] Dieses Ergebnis wurde durch Komparationsschleifen der beiden Minerale mit Pulvern aus Stahl, Quarz, Alundum und Karborundum erhalten. Da ich später gefunden hatte, dass bei mehreren spröden Substanzen die Relativwerte der Schleifhärte mit der *Korngrösse* des Schleifmittels variierte, so führte ich einige Versuche aus, um zu bestimmen, inwieweit derartige Einflüsse bei dem Verhalten von Flussspat und Apatit mitspielen können. Die Ergebnisse dieser Versuche finden sich in *Tabelle 1.*

Aus der Tabelle ist sofort ersichtlich, dass die Abnutzung des Apatits im Verhältnis zum Flussspat mit der Korngrösse des Schleifmittels — in diesem Falle Karborundumpulver — in regelmässiger Weise fällt. Wenn wir die Resultate der in meiner früheren Untersuchung über die Härte dieser Minerale ausgeführten Messungen hier hinzufügen, so finden wir, dass sich auch diese derselben Regel fügen, wiewohl andere Schleifmittel dabei verwendet wurden. Es wurde nämlich gefunden mit Schleifmittel aus

---

[1] GUST. E. BRING. Något om malmers och bergarters krossningsmotstånd ur anrikningssynpunkt. Jernkontorets Annaler 1919: 164—177.
[2] L. c., S. 517.

Karborundum	von der Korngrösse	*0.090*	*mm.* Abnutzung $\frac{\text{Apatit}}{\text{Flussspat}}$	= 0.93
Alundum (Al_2O_3)	» » »	*0.100*	» » »	= 0.89
Quarzpulver	» » »	*0.100—0.200*	» » »	= 0.86
Stahlpulver	» » »	*0.100—0.200*	» » »	= 0.68

Beim Verwenden eines Schleifmittels von den Korngrössen 0.050—0.100 mm (50—100 μ) geben die Versuche beinahe dieselbe Härte für Apatit wie für Flussspat. Wird die Prüfung mit einem feineren Pulver ausgeführt, so zeigt der Flussspat den grössten Widerstand gegen die Abnutzung. Mit gröberen Schleifmitteln tritt das gegenteilige Verhältnis ein. Überhaupt zeigen die Versuche einigermassen Proportionalität zwischen Korngrösse und steigender relativer Abnutzung des Flussspats. Für die Korngrössen 0.100—0.200 mm trifft dies aber weniger gut zu. Die Ursache dieser Unregelmässigkeit ist bis jetzt nicht näher studiert worden.

Schon früher wurde von mir ein anderer Fall erwähnt, der in gleicher Weise wie Apatit und Flussspat eine Schwankung der

Tabelle 1.

Apatit auf (10$\bar{1}$0)		Flussspat auf (111)		$D_1 : D_2$	
Gewicht	Verluste: D_1	Gewicht	Verluste: D_2		Mittel
1. Abschleifen von Apatit gegen Flussspat mit Karborundumpulver von der Korngrösse 2—5 μ. Zeit für jeden Schleifversuch 3 Minuten.					
5.629218 g 5.624190 » 5.619585 »	0.005028 g 0.004605 »	4.417307 g 4.413466 » 4.410305 »	0.003841 g 0.003161 »	1.31 1.46	1.39
2. Karborundumpulver 40—50 μ. Schleifzeit 1 Minute.					
6.9770 g 6.9564 » 6.9231 »	0.0206 g 0.0333 »	8.5841 g 8.5649 » 8.5336 »	0 0192 g 0.0313 »	1.07 1.06	1.07
3. Karborundumpulver 100—150 μ. Schleifzeit 1 Minute.					
6.9231 g 6.8730 » 6.8230 » 6.7709 »	0.0501 g 0.0500 » 0.0521 »	8.5336 g 8.4829 » 8.4264 » 8.3633 »	0.0507 gr 0.0565 » 0.0631 »	0.99 0.89 0.83	0.90

relativen Abnutzungsfestigkeit mit der Korngrösse des Schleifmittels zeigte. Dies traf nämlich ein beim Prüfen von Saphir auf Achat durch Schleifen mit Karborundumpulver.[1] Es stellte sich heraus, dass Karborundumpulver von der Korngrösse < 25 μ als Poliermittel auf den Saphir einwirkte, und dass dieser sich dabei 5—9 mal härter als der Achat erwies. Ein Karborundumpulver von 0.100 mm Korngrösse griff dagegen den Saphir verhältnismässig viel kräftiger an, so dass die Relativhärte auf 2.7—2.8 des Achates herabfiel.

Verhalten des Magnetites beim Abschleifen.

Der Magnetit kommt in der Natur nur selten in mechanisch ungestörter Form vor. In den Eisenerzen der kristallinen Schiefergesteine und als Einsprenglinge solcher Gesteine zeigt er so gut wie immer die Drucklamellen nach (111) und hat infolgedessen eine rissige Struktur und grosse Sprödigkeit. Beim Abschleifen erhalten diese Magnetite daher immer sehr rauhe Schleifflächen. Nur wenn der Magnetit als kleine, in Kalkspat oder Talk eingewachsene Körner oder in Hohlräumen als aufgewachsene Kristalle vorkommt, entbehrt er die Druckstrukturen. Er zeigt dann einen ausgesprochen muscheligen Bruch mit glasig glänzenden Bruchflächen. Beim Abschleifen erhalten solche Magnetite ebene Schleifflächen ohne Spaltenbildungen.

Für meine Schleifversuche standen mir zur Verfügung einige schöne dodekaëdrische Magnetitkristalle aus Nordmarken, die mir Herr Professor Hj. Sjögren aus den Sammlungen des Reichsmuseums mit wohlwollendem Entgegenkommen für diese Untersuchungen übergeben hatte. Diese Kristalle waren teilweise in Talk eingewachsen und zeigten keine Spuren von Druckstrukturen. Ausserdem habe ich einige Magnetitkristalle aus Fernebo und Taberg (Småland) nebst derben Kristallstücken von Magnetit aus Magnet Cove, Arkansas, die sämtlich den Sammlungen der Technischen Hochschule zu Stockholm gehören, verwenden können.

Schleifversuche, die ich mit diesem Materiale bei einigen Gelegenheiten vorgenommen habe, ergaben Resultate, die nur schlechte Übereinstimmung zeigten. Ich nahm die Sache wieder auf, als ich die Spinellminerale bei der Untersuchung über die Härte von Mischkristallen[2] behandelte. Es stellte sich da bald heraus, dass die Schleifhärte des Magnetits im Verhältnis zu der des Quarzes mit

[1] Diese Zeitschr. **33** (1911): 295.
[2] Diese Zeitschr. **42** (1920): 393.

der Körnigkeit des Schleifmittels ausserordentlich stark schwankte. Die Abnutzungen, die die beiden gegeneinander geschliffenen Probestücke gleichzeitig erlitten, verhielten sich nämlich wie in der *Tabelle 2* angeführt:

Tabelle 2.

Abnutzung Magnetit : Quarz.

Karborundum-schleifmittel	*Magnetit* (110) : *Quarz* (0001)			Härte	*Mittel aus*
35—40 μ	*7.75*	:	1	252	4 *Messungen*
5 μ	*0.76*	:	1	2567	3 »
	Magnetit (111)				
35—40 μ	*6.86*	:	1	291	3 »
5 μ	*0.93*	:	1	2098	6 »
	Magnetit (001)				
35—40 μ	*7.15*	:	1	273	5 »
5 μ	*0.84*	:	1	2323	2 »
»	*0.78*	:	1	2501	5 »
25 μ	*3.33*	:	1	586	5 »

Zu diesen Messungen wurden Magnetitkristalle aus Nordmarken benutzt. Bei dem zuletzt in der Tabelle 2 angeführten Versuch wurde ein inhomogenes Karborundumschleifmittel angewandt, das aber hauptsächlich aus Körnern von der Grösse 0.025 mm bestand. Der Gang einer der in *Tabelle 2* angeführten Versuchsserien ist in *Tabelle 3* und graphisch in *Fig. 1* dargestellt.

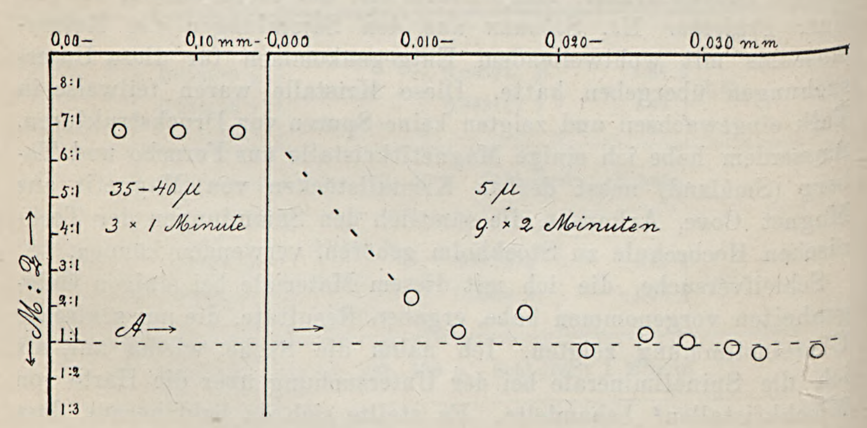


Fig. 1. Mächtigkeit (A) der abgenutzten Schichten von Magnetit (111) beim Abschleifen mit Karborundumpulver, 1) von der Korngrösse 35—40 μ, 2) 5 μ. Die Ordinaten geben in Gewichten die relativen Abnutzungen des Magnetits (M) und des Quarzes (Q) an.

Tabelle 3.

Korngrösse des Schleif-pulvers	Magnetit aus Nordmarken auf (111)		Quarz auf (0001)		$D_1 : D_2$
	Gewichte	Verluste : D_1	Gewichte	Verluste : D_2	
Karborundum 35—40 μ	13.4608 g		3.2532 g		
		0.0178 g		0.0026 g	6.84 : 1
»	·430 »		··06 »		
		··158 »		···23 »	6.87 : 1
»	4272 »		·483 »		
»	13.3784 »		3.2465 »		
		··158 »		··23 »	6.87 : 1
»	·576 »		··44 »		
5 μ	13.3576 g		3.2444 g		
		0.0027 g		0.0012 g	2.25 : 1
»	··49 »		··32 »		
		···13 »		··10 »	1.30 : 1
»	··36 »		··22 »		
		··24 »		··13 »	1.85 : 1
»	··12 »		···9 »		
		··12 »		··16 »	0.75 : 1
»	·500 »		·393 »		
		··14 »		··11 »	1.27 : 1
»	·486 »		··82 »		
		··10 »		···9 »	1.11 : 1
»	··76 »		··73 »		
		··12 »		··13 »	0.92 : 1
»	··64 »		··60 »		
		··.7 »		···9 »	0.78 : 1
»	··57 »		··51 »		
		··15 »		··20 »	0.75 : 1
»	··42 »		··31 »		

In der *Fig. 1* sind die relativen Abnutzungen (als Gewichte) von Magnetit und Quarz als Ordinaten benutzt. In der Abszissenrichtung sind die Höhen (Mächtigkeiten) der abgenutzten Schichten akkumulativ eingetragen. Man sieht, dass beim Abschleifen mit dem Karborundumpulver 35—40 μ von dem Magnetit auf (111) jedesmal in einer Minute eine durchschnittlich 0.042 mm starke Schicht abgetragen wurde, eine Abnutzung, die 6.86 mal grösser war als die an dem Quarz auf (0001) gleichzeitig entstandene. Nach 3 solchen Bestimmungen wurde das Abschleifen mit Karborundumpulver 2—5 μ fortgesetzt in der Weise, dass eine feingeschliffene Quarzfläche (0001) gegen die nun rauhe Magnetitfläche geschliffen wurde. Die aufgelockerte Magnetitfläche verlor bei diesen Versuchen, die jedesmal 2 Minuten dauerten, zuerst eine 0.010 mm dicke Schicht, aber die Schleiffestigkeit des Magnetits stieg dabei im Verhältnis zu der des Quarzes rasch, und nach 5 weiteren solchen Versuchen zeigten die beiden Substanzen eine gleich grosse Schleiffestigkeit. In den darauf folgenden Versuchen nahmen die Abnutzungen des Magnetits im Verhältnis zu

denjenigen des Quarzes noch mehr ab, so dass schliesslich die Schleifhärte des letzteren nur $^3/_4$ der des ersteren betrug.

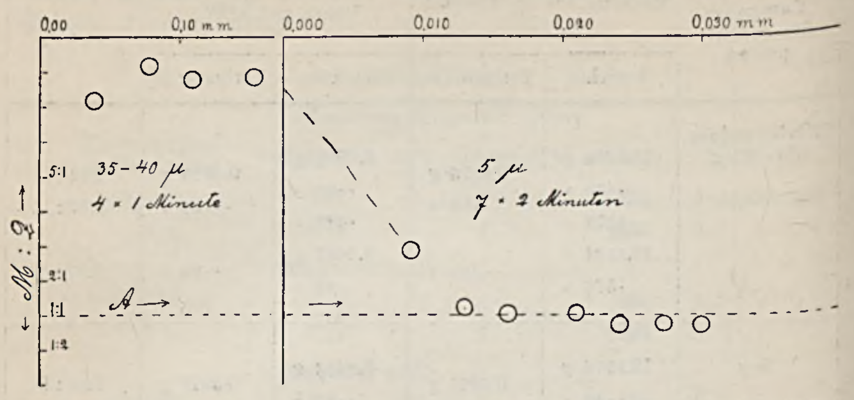


Fig. 2. Mächtigkeit der abgenutzten Schichten von Magnetit (110) beim Abschleifen mit Karborundumpulver, 1) von der Korngrösse 35—40 μ, 2) 5 μ. Die Ordinaten geben in Gewichten die relativen Abnutzungen des Magnetits (M) und des Quarzes (Q) an

Fig. 2 zeigt graphisch eine andere in gleicher Weise ausgeführte Versuchsserie, nur mit dem Unterschied, dass in diesem Falle (110) des Magnetits geprüft wurde. Diese Fläche zeigte einen noch kleineren Widerstand gegen das Schleifmittel 35—40 μ als die (111)-Fläche, nämlich als Endresultat nur 89 % desselben. Bei dem Schleifmittel 5 μ verhielt sich aber die (110)- genau wie die (111)-Fläche. Noch eine dritte Versuchsserie, die insgesamt 17 Bestimmungen der Abnutzung umfasste, wurde mit Magnetit (110) und Quarz in gleicher Weise und mit gleichem Resultate ausgeführt.

Aus den Diagrammen *Fig. 1 u. 2* kann herausgelesen werden, dass die Auflockerung der Magnetitflächen, die durch wiederholtes Abschleifen mit Karborundumpulver 35—40 μ bewirkt wird, 0.025 mm tief in das Magnetitmaterial hineinreicht.[1] Erst nach Abschleifen einer Schicht von dieser Dicke wird nämlich der Abnutzungsbetrag für gleiche Schleifarbeit konstant. Bei Verwendung des feinen Schleifmittels werden die Schleifflächen am Magnetit sehr feingeschliffen und beginnen sogar Politur anzunehmen. Dagegen bleiben die Schleifflächen des Quarzes unter denselben Umständen matt und zeigen keine Spur einer Politur.

Der *Magnetit* von Magnet Cove, Arkansas, verhielt sich, wenn in gleicher Weise wie der Magnetit von Nordmarken geprüft, etwas verschieden. Von dem genannten Magnetit standen mir nur derbe

[1] Bei dieser Berechnung wird von rauher Beschaffenheit der Schleiffläche abgesehen.

Kristallstücke zur Verfügung. Eines von diesen zeigte in einer Fläche zufälliger Orientierung mit Karborundum 35—40 μ eine Abnutzung = 4.76 mal der des Quarzes (Mittel aus 6 gut übereinstimmenden Versuchen), d. h. nur 70 % der Abnutzung des Nordmarkenmagnetits in (111). Der Magnet Cove-Magnetit war also, mit so grobem Schleifpulver geprüft, um 70 % härter als letzterer. Wurde derselbe dagegen mit Karborundumpulver von der Korngrösse 5 μ gegen Quarz abgeschliffen, so war die Abnutzung: Magnetit zu Quarz gleich *1.56* (Mittel aus 5 Messungen), d. h. seine Schleifhärte nur die Hälfte der des Nordmarkenmagnetites in (111). Die Amplitude der Härtevariation des Magnetits aus Magnet Cove scheint also bedeutend kleiner als bei dem Magnetit aus Nordmarken zu sein. Die Versuche zeigten auch, dass die Auflockerung der Schleiffläche des ersteren bei dem groben Schleifmittel nicht tief hinabgedrungen war, weil die kleinere Abnutzung (1.60) sich beim Benutzen des feinen Pulvers sogleich einstellte.

Verhalten des Eisenglanzes.

Gleichwie der Magnetit zeigt der Eisenglanz immer, wenn er als Bestandteil der kristallinisch schiefrigen Gesteinsbildungen auftritt, die Druckzwillingsbildungen nach (10$\bar{1}$1) und ist daher gewöhnlich von den drei verschieden stark entwickelten Lamellensystemen durchsetzt. Diesen folgen auch meistens ausgeprägte Absonderungen. Solche Eisenglanzkristalle haben als Folge dieser Struktur schwankende mechanische Eigenschaften und sind oft sehr brüchig. Gleichwie der Magnetit kommt der Eisenglanz auch in Kristallen vor, die die Druckstrukturen ganz entbehren und dann den muscheligen Bruch mit blanken Bruchflächen zeigen. Diese edle Varietät des Eisenglanzes findet sich als aufsitzende Kristalle in Hohlräumen. Einige Kristallstücke dieser Art aus dem bekannten Vorkommen in Malmberget, Gällivare,[1] standen mir zur Verfügung zu Schleifversuchen. Diese wurden genau wie mit dem Magnetit ausgeführt. *Fig. 3* gibt graphisch eine Übersicht dieser Prüfungen. Man ersieht daraus, dass die Abnutzung des Eisenglanzes auf (0001) mit Karborundumpulver 35—40 μ 3 bis 4 mal so gross (an Gewicht) ist wie die gleichzeitige Abnutzung des Quarzes auf (0001). Mit dem Schleifpulver 5 μ gegen Quarz geprüft, zeigt sich der Eisenglanz dagegen nicht viel weicher als der Quarz, indem seine Ab-

[1] G. Flink. Bidrag till Sveriges Mineralogi 2. K. Svenska Vet.-akad:s Arkiv f. Kemi, mineralogi och geologi **3** (1910): *35*, s. 56.

nutzung nur 1.5 mal grösser (an Gewicht) ist als diejenige des Quarzes. Die Auflockerung des Eisenglanzes bei dem gröberen Schleifpulver betrug nur 0.010 mm (0.025 beim Magnetit, siehe oben). Der Eisenglanz zeigt somit eine ähnliche Variation der Schleifhärte mit der Korngrösse des Schleifmittels wie der Magnetit. Bei letzterem war dieselbe aber bedeutend grösser.

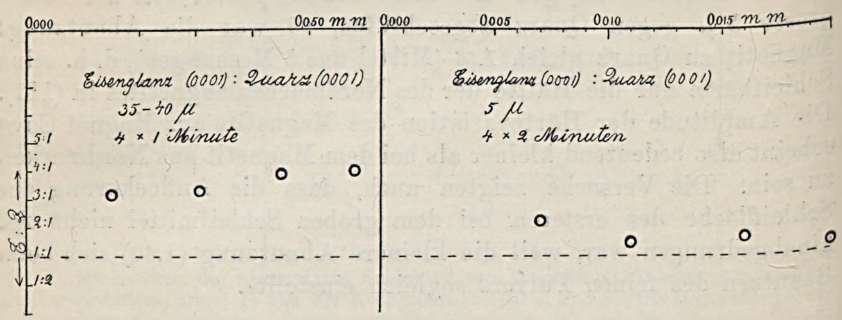


Fig. 3. Mächtigkeit der abgenutzten Schichten von Eisenglanz (0001) beim Abschleifen mit Karborundumpulver 1) von der Korngrösse 35—40 μ, 2) 5 μ. Die Ordinaten geben in Gewichten die relativen Abnutzungen des Eisenglanzes (E) und des Quarzes (Q) an.

Ilmenit und Titaneisen.

Schwarze, undeutlich ausgebildete Kristalle von Ilmenit vom Ural wurden mit Karborundumpulver 35—40 μ und 5 μ gegen Quarz auf (0001) geprüft und ergaben in ersterem Falle nach 5 recht gut übereinstimmenden Versuchen als Durchschnitt eine Abnutzung von 7,4 mal grösser (an Gewicht) als die gleichzeitig beim Quarz entstandene. Mit 5 μ geschliffen, verloren die beiden Substanzen nach 4 Versuchen Mengen, die sich an Gewicht verhielten wie 4,82 für den Ilmenit zu 1 für den Quarz. Der Ilmenit zeigte sich also bei dem gröberen Schleifmittel ein wenig weicher als der Magnetit und bei dem feineren bedeutend weicher sowohl als der Magnetit wie auch als der Eisenglanz unter denselben Verhältnissen. Kristallstücke von *Titaneisen* von Snarum verhielten sich recht abweichend von den übrigen geprüften oxydischen Eisenmineralen. Die zu prüfenden Stücke waren von blaugrauer Farbe und enthielten dünne, einige mm lange, tafelige Einlagerungen von schwarzem Ilmenit (?). Diese schienen der Basisebene parallel gestellt zu sein. Dieselbe Fläche zeigte nun in 3 gut übereinstimmenden Versuchen für 35—40 μ Abnutzungen, die sich zu denjenigen des Quarzes verhielten wie 4,51 : 1. Mit dem Schleifmittel 5 μ wurde entsprechend 2,86 : 1 erhalten. Dieses Titaneisen, das,

seiner hellen Farbe nach zu urteilen, offenbar dem Eisenglanz chemisch nahesteht,[1] war entschieden weicher als dieser, nämlich wie ungefähr 7 : 9, wenn die Prüfung mit Schleifmittel 35—40 μ geschah, und zeigte, mit dem Pulver 5 μ geschliffen, doppelt so grosse Abnutzungen wie der reine Eisenglanz. Im Vergleich mit dem reinen Ilmenit war das Snarumer Titaneisen aber das entschieden härtere Mineral. Seine Härte liegt also zwischen der Härte der beiden Komponenten, aus welchen er als isomorphe Mischung zusammengesetzt ist, und zwar näher demjenigen Endglied, dem er auch in der Zusammensetzung am nächsten steht. Dieses Verhalten fügt sich also gut in die Reihe von Ergebnissen, ein, die ich früher erwähnt habe, und die beweisen, dass im allgemeinen die Härte der Mischkristalle *zwischen* denjenigen ihrer Komponenten liegt.[2]

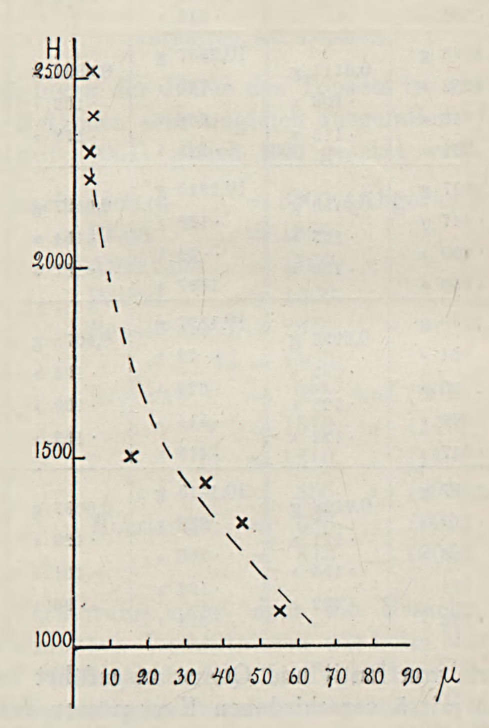


Fig. 4. Graphische Darstellung der Variation der Schleifhärte des Rutils auf (001) beim Verwenden von Schleifmitteln (Karborundum) verschiedener Korngrössen. Die Schleifhärte des Quarzes auf (0001) gleich **1000.**

[1] Titaneisen aus Snarum enthält nach *Dana* (System of Min.) nur 10,47 % TiO_2.
[2] Diese Zeitschr. **42** (1920): 411.

Verhalten des Rutils.

Kristalle aus Rutil sind beim Abschleifen mit Schleifmitteln von verschiedener Körnigkeit in sehr ungleichem Masse widerstandsfähig.[1] Die *Tabelle 4* giebt eine Versuchsserie wieder, die ich über

Tabelle 4.

	Korngrösse des Karborundum-schleifpulvers	Rutil aus Herreijuelo auf (001)		Quarz auf (0001)		$D_1 : D_2$ Mittel	Schleifhärte
		Gewichte	Verluste : D_1	Gewichte	Verluste : D_2		Quarz = **1000**
1.	5—10 μ	4,3731 g · 689 » · · 43 » · 597 »	0,0042 g · · 46 » · · 46 »	10,2525 g · 456 » · 385 » · 315 »	0,0069 g · · 71 » · · 70 »	0,64 : 1	**2527**
2.	10—20 μ	4,4063 g 3952 » · 846 » · 731 »	0,0111 g · 106 » · 115 »	10,2837 g · 740 » · 638 » · 525 »	0,0097 g · 102 » · 113 »	1,06 : 1	**1507**
3.	30—40 μ	4,3597 g · 447 » · 250 » · 130 »	0,0150 g · 167 » · 150 »	10,2315 g · 188 » · · 34 » 1897 »	0,0127 g · 154 » · 137 »	1,12 : 1	**1436**
4.	40—50 μ	4,3130 g · 034 » 2795 » · 669 » · 547 »	0,0096 g · 239 » · 128 » · 122 »	10,1897 g · · 19 » · 623 » · 514 » · 415 »	0,0078 g · 196 » · 109 » · 199 »	1,21 : 1	**1321**
5.	50—60 μ	4,2547 g · 419 » · 248 » · 094 » · 962 »	0,0128 g · 171 » · 154 » · 132 »	10,1415 g · 328 » · 205 » · 104 » · 014 »	0,0087 g · 123 » · 101 » · · 90 »	1,46 : 1	**1099**

die Schleifhärte von Rutil und Quarz ausgeführt habe. Die Prüfungen wurden mit 5 verschiedenen Korngrössen des Schleifmittels (Karborundum) vorgenommen. Sehr ähnlich wie beim Vergleich von Magnetit und Quarz trat auch in diesen Versuchen ein grosser Unterschied in dem Verhalten der beiden Substanzen nach dem

[1] Dieses Verhalten wurde schon in meiner Abhandlung über die Härte von Mischkristallen kürzlich erwähnt. Diese Zeitschr. **42** (1920): 408.

Grad der Körnigkeit des Schleifmittels hervor. Bei dem feinen Pulver war der Rutil im Verhältnis zum Quarz sehr widerstandsfähig. Seine in diesem Falle berechnete Schleifhärte betrug dann 2527, wenn diejenige des Quarzes zu **1000** angenommen wird. Der Rutil begann dann auch Politur anzunehmen, während die Schleiffläche des Quarzes matt verblieb. Austauschen des feinen Pulvers gegen gröbere führte ungleich stärkere Wirkungen auf die beiden Substanzen herbei, so dass die Relativhärte des Rutils stark herabgesetzt wurde. Mit dem Karborundumpulver 50—60 μ wird der Rutil 1,5 mal an Gewicht mehr abgenutzt als der Quarz, und seine Härtezahl nähert sich der des Quarzes. Seine Schleiffläche erhält dabei eine sehr rauhe Beschaffenheit. Insgesamt ist das Verhalten des Rutils ganz ähnlich demjenigen des Magnetits. Nur war die Härtevariation des letzteren viel grösser als beim Rutil.

Verhalten des Topases.

Die Bestimmungen der Härte des Topases ist nach verschiedenen angewandten Methoden sehr ungleich ausgefallen. Wenn die Härte des Quarzes auf (0001) gleich **1000** gesetzt wird, so ist dieselbe

nach	Jaggar		= 3800	(Abgerundet)	
»	Pfaff		= 1800	»	
»	Auerbach		= 1700	»	
»	Pöschl		= 1500	»	
»	Borgström	I	= 1970	»	
»	»	II	= 1400	»	
»	Rosiwal	I	= 925	Auf	(001)
»	»	»	= 1570	»	(110)
»	»	II	= 1210	»	(110)
»	»	»	= 866	»	(001)
»	Holmquist		= 633	»	(001)
»	»		= 813	⊥	(001).

Es lag die Vermutung nahe, dass die Ursache dieser grossen Variation in ähnlichen Verhältnissen wie beim Magnetit und Rutil zu suchen sei. Daher habe ich den Topas durch Abschleifen gegen Quarz mit Karborundumpulvern verschiedener Korngrössen untersucht. Ich führte diese Untersuchung mittels Wägens mit der Mikrowage aus, was besonders deswegen vorteilhaft war, weil sehr kleine Abnutzungen bestimmt werden konnten, und das Abschleifen also jedesmal nur kurze Zeit (einige Minuten) zu dauern brauchte. Dadurch wurde auch der Einfluss der Zerkleinerung des Schleif-

mittels vermindert, indem hauptsächlich nur frisch bereitetes Pulver zur Einwirkung kam. Für die Versuche verwendete ich ein Spaltstück von farblosem, wasserklarem Topaskristall vom Ural, das mir zu den ersten Versuchen[1] über die Relativschleifhärte von Topas und Quarz gedient hatte. Als Schleifmittel kam zuerst ein besonderes Präparat von Karborundumpulver zur Verwendung, das aus Körnern 2—5 μ bestand und im Mikroskope sehr homogen aussah. Die *Tabelle 5* zeigt das Resultat dieses Versuches. Man

Tabelle 5.

Abschleifen des Topases auf (001) gegen Quarz auf (0001) mit Karborundumpulver 2—5 μ. Während der acht zuletzt angeführten Bestimmungen dauerte die Abschleifung jedesmal 4 Minuten.

Korngrösse des Karborundumschleifpulvers	Topas vom Ural auf (001)		Quarz auf (0001)		$D_1 : D_2$		Schleifhärte
	Gewichte	Verluste : D_1	Gewichte	Verluste : D_2		Mittel	Quarz = **1000**
2—5 μ	3,666412 g		5,070718 g				
		0,000462 g		0,000227 g	2,03		
	··5950 »		···491 »				
		···983 »		···423 »	2,32		
	··4967 »		···068 »				
		··1430 »		···693 »	2,06		
	··3537 »		·69375 »				
		··1216 »		···527 »	2,31		
	··2321 »		··8848 »				
		··1650 »		···697 »	2,36	2,26	**584**
	··0671 »		···151 »				
		··1219 »		···516 »	2,36		
	·59452 »		··7635 »				
		··1187 »		···514 »	2,31		
	··8265 »		···121 »				
		··1113 »		···474 »	2,35		
	··7152 »		··6647 »				
		··1386 »		···611 »	2,27		
	··5766 »		···036 »				

sieht, dass der Topas unter den Umständen des Versuches erheblich weicher als der Quarz ist. Der Versuch wurde wiederholt mit der Veränderung, dass der Druck während des Abschleifens möglichst klein gehalten wurde, nämlich bei ungefähr 20 g anstatt des gewöhnlichen (ungefähr 100 g). Nach 16 Messungen war die Abnutzung dann im Mittel 2.19:1, d. h. beinahe gleich derjenigen des ersten Versuches, 2.26:1 (*Tabelle 5*). Letzterer Wert liegt etwas niedriger als derjenige, den ich früher bei der Prüfung desselben Topases erhielt[2]. Die Ursache der Verschiedenheit liegt ohne Zweifel in der Beschaffenheit des damals verwendeten Schleifmittels, das eine ziemlich heterogene Körnigkeit hatte und nicht

[1] Diese Zeitschr. **33** (1911): 292.
[2] 2,47: 1. Diese Zeitschr. **33** (1911) : 292.

Tabelle 6.

Korngrösse des Karborundumschleifpulvers	Topas ⊥ (001) Gewichte	Topas ⊥ (001) Verluste : D_1	Quarz auf (0001) Gewichte	Quarz auf (0001) Verluste : D_2	$D_1 : D_2$	$D_1 : D_2$ Mittel	H Schleifhärte Quarz = 1000
2—5 µ	0,650803 g	0,000479 g	5,063665 g	0,000286 g	1,70	1,06	1246
	···324 »	···363 »	···379 »	···317 »	1,14		
	·49961 »	···312 »	···062 »	···256 »	1,22		
	··9649 »	···291 »	··2806 »	···198 »	1,47		
	···358 »	···181 »	···608 »	···183 »	1,00		
	···177 »	···299 »	···425 »	···389 »	0,77		
	··8878 »	···316 »	···036 »	···305 »	1,04		
	···562 »	···345 »	··1731 »	···331 »	1,04		
	···217 »	···100 »	···400 »	···282 »	0,97		
	···117 »	···386 »	···118 »	···218 »			
	··7731 »	···291 »	··0900 »	···351 »	0,83		
	···440 »	···402 »	···549 »	···410 »	0,98		
	···038 »		···139 »				
5—10 µ	3,647038 g	0,001150 g	5,060139 g	0,000966 g	1,19	1,12	1180
	··5888 »	··1261 »	·59173 »	··1062 »	1,19		
	··4626 »	··1054 »	··8111 »	···949 »	1,11		
	··3572 »	··1465 »	··7162 »	··1351 »	1,08		
	··2107 »	···917 »	··5811 »	···830 »	1,10		
	··1190 »	··1365 »	··4981 »	··1226 »	1,11		
	·39825 »	··1150 »	··3765 »	··1083 »	1,06		
	··8665 »		··2682 »				
10—20 µ	3,638665 g	0,001175 g	5,052682 g	0,000771 g	1,52	1,40	943
	··7490 »	··2260 »	··1911 »	··1621 »	1,39		
	··5230 »	··1211 »	··0290 »	···918 »	1,32		
	··4019 »	··1771 »	·49372 »	··1272 »	1,39		
	··2248 »	··1811 »	··8100 »	··1312 »	1,38		
	··0437 »		··6788 »				
30—40 µ	3,630437 g	0,002647 g	5,046788 g	0,001822 g	1,45	1,43	923
	·27790 »	··1904 »	··4966 »	··1363 »	1,40		
	··5886 »	··2400 »	··3603 »	··1671 »	1,44		
	··3486 »		··1932 »				
40—50 µ	3,623486 g	0,002739 g	5,041932 g	0,001778 g	1,54	1,50	880
	··0747 »	··2703 »	··0157 »	··1750 »	1,54		
	·18044 »	··3474 »	·38407 »	··2380 »	1,46		
	··4570 »	··3118 »	··6027 »	··2146 »	1,45		
	··1452 »		··3881 »				

unbedeutende Mengen grösserer Körner enthielt. Der Wert 2.19 repräsentiert ein *Minimum* für das Abschleifen von Topas (001) gegen Quarz (0001). Derselbe stellt jedoch einen Mittelwert von 12 bei sehr kleinem Druck erhaltenen Abnutzungen dar, unter denen 4 bis zu 1.70 (entsprechend $H = 777$) herabgingen.

Tabelle 6 stellt die Ergebnisse einer Prüfung des Topases gegen Quarz auf (0001) dar. Es wurde diesmal eine Fläche in der Prismenzone des Topases untersucht. Die Fläche hatte eine zufällige Orientierung erhalten, die später um 26° von (010) abweichend gefunden wurde. Das Abschleifen wurde mit 5 verschiedenen Körnigkeiten des Schleifpulvers ausgeführt. Es geht aus der Zusammenstellung in der *Tabelle 6* deutlich hervor, dass die Schleifhärte des Topases im Vergleich mit der des Quarzes stark abnimmt, wenn man von einem feineren zu einem gröberen Schleifpulver übergeht. Beim Komparationsschleifen von Topas $\perp$ (001) und Quarz (0001) zeigt ersterer den grösseren Widerstand nur, wenn das Schleifmittel die Korngrösse 10 μ nicht übersteigt. Gegen gröberes Pulver ist der Topas auch in einer solchen Fläche entschieden weicher als der Quarz.

Nach Beenden der Versuche der *Tabelle 6* wurden auch Prüfungen mit noch gröberem Karborundumpulver, nämlich von der Korngrösse 100—200 μ, vorgenommen. Diese ergaben Abnutzungen von Topas (140): Quarz (0001) = 2.78 . . . 2.45 : 1, entsprechend einer Schleifhärte des ersteren von nur 475 bis 540. Bei diesen Versuchen konnte konstatiert werden, dass die Fläche des Topases bedeutend gröber als die des Quarzes korrodiert wurde.

Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse.

Die Versuche haben gezeigt, dass eine Veränderung der Korngrösse des Schleifmittels eine sehr verschiedene Wirkung auf die durch Schleifen ermittelte Härte der Minerale mit sich bringt. In mehreren Fällen, besonders beim Prüfen von Magnetit, Rutil und Topas, wurde gefunden, dass die Abnutzungsvariation, die durch Verschiedenheit der Korngrösse des Schleifmittels hervorgebracht wird, nicht derjenigen des zum Vergleich verwendeten Quarzes folgt. Ein ähnliches Verhalten zeigte der Apatit beim Vergleich mit Flussspat.

Mit einem sehr feinen Schleifpulver geprüft, ist also der Magnetit eine sehr harte Substanz, doppelt bis 2,5 mal härter als der Quarz, mit gröberem Pulver aber sehr viel weicher und zeigt die Härtezahl von nur $^1/_4$ des Quarzes. Die Härtezahl des Magnetites

schwankt also unter diesen Verhältnissen zwischen etwa 250 bis 2500, d. h. um das Zehnfache des kleinsten Betrages. Sehr ähnlich verhält sich der Rutil, aber seine Härtezahl, die bei dem feinsten Schleifpulver auch bei etwa 2500 liegt, sinkt nicht so tief wie diejenige des Magnetites, sondern überwiegt auch beim Verwenden gröberer Schleifpulver bis zu 60—70 μ noch die Härtezahl des Quarzes.

Bei dem Topas verläuft die Variation in ähnlicher Weise. Seine grösste Relativhärte 1246 bezieht sich auf das feinste Schleifpulver. Gröbere Pulver geben nur 2/3 bis weniger als die Hälfte davon. Beim Apatit wurde gezeigt, dass seine Relativhärte im Vergleich zum Flussspat von der Korngrösse des Schleifmittels (Karborundum, Alundum, Quarz oder Stahl) abhängt. Diese Versuchsreihe ist von besonderem Interesse, weil daraus hervorgeht, dass die Härteunterschiede der Schleifmittel die Relativhärte nur wenig zu beeinflussen vermögen[1]. Zwar ergab das Stahlpulver grössere Härteunterschiede zwischen Apatit und Flussspat als die übrigen Schleifpulver von gleichgrosser Körnigkeit. Dies dürfte aber dadurch bedingt sein, dass die Stahlkörner beim Ausführen der Schleifprobe nicht wie die spröden Pulver zermalmt werden und deswegen ihre Grobkörnigkeit während des ganzen Versuches bewahren.

Der Ilmenit und das Titaneisen haben sich ähnlich wie der Magnetit verhalten. Die Variation der Relativhärte dieser Minerale verlief aber zwischen engeren Grenzen.

Es kann nicht bezweifelt werden, dass ähnliche Verhältnisse auch im allgemeinen die Härteprüfung mittels Schleifens beeinflussen. Wahrscheinlich verläuft die Abnutzungsvariation für verschiedene Korngrössen der Schleifmittel nie ganz ähnlich wie beim Quarz auf (0001). Um vergleichbare Resultate zu erhalten, muss man daher immer nur mit ganz bestimmten Korngrössen arbeiten. Das Abschleifen bis zur Unwirksamkeit des Schleifmittels kann, wie ersichtlich, in vielen Fällen sehr irreführen.

Die Resultate der obigen Untersuchung stellen die Schleifmethode als Härteprüfung selbst gewissermassen in ein kritisches Licht. Es erhebt sich nämlich die Frage, welche Ergebnisse — die mit feinerem oder gröberem Schleifmittel erhaltenen — man als Härtemass verwenden soll. Der Magnetit ergab als Extremwerte die Härtezahlen 2500 und 250, der Topas etwa 1250 und 500. Wenn man das Verhalten gegen das feinere Schleifmittel den Härtezahlen zu

[1] Borgström (diese Zeitschr. **41** (1919): 452) glaubt aber, dass die Unterschiede in der Härte der Schleifmittel in erster Linie für die Relativschleifhärte bestimmend sind.

Grunde legt, erhält zvar der Topas eine Härtezahl, die in guter Übereinstimmung mit seiner Stellung in der Mohs'schen Skala steht[1]. Für den Magnetit bekommt man aber dann den Härtewert 2500, d. h. diese allgemein als ziemlich weich erkannte Substanz müsste als 2.5 mal härter als der Quarz bezeichnet werden.

Derartige mehr oder weniger auffallende Widersprüche scheinen aber bei allen solchen Härteprüfungsmethoden, die Abnutzungsvorgänge (Schleifen, Bohren, Sägen) gebrauchen, vorkommen zu müssen. Unter diesen Methoden zeichnen sich indessen die eigentlichen Schleifmethoden durch die Verwendung eines Schleifmittels besonders aus. Von den Körnern desselben führen in jedem Augenblicke (z. B. einer Sekunde) und pro Flächeneinheit nur wenige die Abnutzungsarbeit aus. Es sind das die Körner, welche bei der Bewegung (Rollen) die anderen überragen. Von diesen werden wieder die höchsten zermalmt. Der Gesamtwiderstand der übrigen entspricht dem Druck, der auf das Schleifstück ausgeübt wird. Beim Verwenden von feinerem Schleifmittel sind die tragenden und wirksamen Körner pro Flächeneinheit zahlreicher, als wenn ein mehr grobkörniges Schleifmittel verwendet wird. Der Druck jedes Kornes auf die Schleifflächen ist dann auch im ersteren Falle kleiner als im letzteren. Es werden dadurch einer Substanz von hoher Elastizität (elastischem Widerstand und elastischer Deformierbarkeit) mehr Möglichkeiten geboten, ohne Bruchbildung dem Körnerangriff zu widerstehen, als im Falle eines weniger elastischen Körpers. Wird dagegen ein Schleifmittel verwendet, das aus groben Körnern besteht, so erzeugt dasselbe an den Angriffsstellen der mehr elastischen Substanz hohe Spannungen, die zu einer tiefgreifenden Bruchbildung führen, während der weniger elastische Körper zwar in den entsprechenden Flächenteilen zermalmt wird, aber wie eine »milde» Substanz unter Bildung zahlreicher, nur kurzereichender Brüche. Im letzteren Falle entsteht eine weniger rauhe Schleifoberfläche und ein feiner verteilter Schleifschlamm als im ersteren. Die *Fig. 4.* soll diese Verhältnisse in vereinfachter Form verdeutlichen.

Aus diesen Überlegungen kann gefolgert werden, dass die Substanzen, die beim Abschleifen mit verschiedenen Pulvern, wie die obige Untersuchung gezeigt hat, widersprechende Ergebnisse liefern, elastische Eigenschaften besitzen, die von denjenigen des Quarzes erheblich abweichen.[1]

---

[1] Die neuen Bestimmungen ROSIWALS über die Härte des Topases (110) im Vergleich zum Quarz (0001) haben zu dem Verhältnis 121 : 100 (= 1200 : 1000) geführt (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1916 : 142.)

Hier eröffnen sich Möglichkeiten, die Elastizitätseigenschaften der Kristalle durch die Schleifmethode zu untersuchen. Es ist nämlich zu erwarten, dass ähnliche Variationen in der Schleifhärte wie zwischen einigen Mineralien auch zwischen ungleichwertigen Richtungen bei Kristallen von variierender Elastizität durch Komparationsschleifen zum Vorschein gebracht werden können. In der Tat habe ich auch gefunden, dass die (0001)-Fläche des Quar-

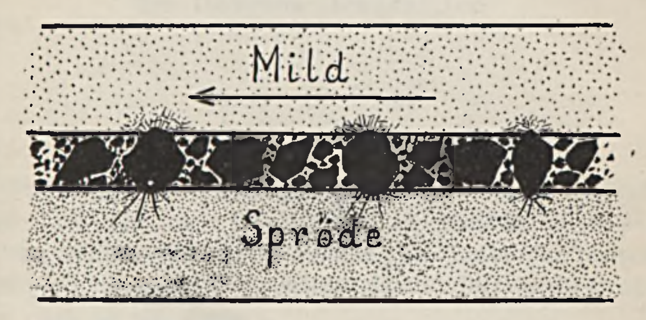


Fig. 4. Darstellung des Verhaltens einer elastischen und spröden Substanz gegen eine milde, weniger elastische beim Komparationsschleifen mit einem groben Schleifpulver. Verschiedenheit der Bruch- und Schleifschlammbildung.

zes gegen eine (10$\bar{1}$0)-Fläche desselben Minerales, durch Komparationsschleifen geprüft, bedeutende Variationen der relativen Abnutzungen zeigt. Die folgende *Tabelle 8* zeigt diese Ergebnisse.

Tabelle 8.

Karborundum-pulver	*Abnutzung auf (10$\bar{1}$0)*	*Abnutzung auf (0001)*	*Ber. H (10$\bar{1}$0)*	*Anzahl Versuche*
2—5 μ	*1,51*	1	**662**	7
5—10 »	*1,21*	1	**827**	7
2—5—20 »	*1,12*	1	**900**	14[2]

Die Veränderung der relativen Abnutzung der (0001)-und der (10$\bar{1}$0)-Fläche des Quarzes ergiebt also, dass erstere die höchste Schleifhärte für feines und die kleinste für grobes Schleifpulver besitzt. Dies steht in guter Übereinstimnung mit der in ähnlichen Fällen hier gegebenen Deutung und der bekannten Tatsache,

[1] Das Verhältnis von Flussspat und Apatit beim Komparationsschleifen kann in analoger Weise gedeutet werden. Von diesen verhält sich ersterer elastisch und spröde, letzterer weniger elastisch und mehr mild.

[2] Diese Zeitschr. **33** (1911): 287.

dass die Elastizität des Quarzes senkrecht zur Basisfläche bedeutend grösser ist als senkrecht zu den Prismenflächen [Elastizitätsmodul (elastischer Widerstand) $\parallel c = 10304$, $\perp c = 7853$].

Über die Beziehungen zwischen Schleifhärte und Elastizität besonders beim Quarz und Topas hoffe ich später ausführlicher berichten zu können.

Om isokrona strandnivåer.

Av

Gerard De Geer.

I ett föredrag vid Vetenskaps Akademiens sista sammanträde redogjorde förf. för ett nytt uppslag till exakta undersökningar rörande våra senkvartära nivåförändringars natur och närmare förlopp. En kort redogörelse för några därvid framlagda synpunkter torde här vara på sin plats.

Med avseende på den högsta marina gränsen har efter hand från skilda håll konstaterats såsom verkligt vad som redan tidigt framhölls såsom möjligt, eller att sagda gräns till sina distala delar icke är synkron med de mera proximala, som kunnat utbildas först i den mån landisen bortsmälte och lämnade havet tillträde, då emellertid den fortgående landhöjningen redan upplyftat en del av området över havsytan.[1]

Den marina gränsens skärpa är därför ej betingad därav, att den utgjort en stationär vändpunkt för en transgression, utan endast av den kontrast, som trots pågående landhöjning genom vågornas inverkan på moränstränder i öppet läge uppkommit mellan av vattnet urspolat material samt därav alldeles opåverkat morängrus.

Vad åter angår transgressionsgränserna för Ancylushavet och det postglaciala havet, är det nog mera sannolikt, att de till hela eller större delen av sin sträckning var för sig äro i det hela synkrona. Något medel att avgöra detta har hittills dock icke förelegat, ej heller har man haft någon möjlighet att till höjningsområdets mera proximala delar följa nämnda transgressionsgränser från de mera distala trakterna, där på grund av såväl rörelsens art som terrängens jämnhet transgressionslinjerna blivit bäst utpräglade.

---

[1] G. De Geer, Skand. nivåförändr., G. F. F., Bd 12 (1890), p. 73.

Vid de första försöken att skaffa sig åtminstone en ungefärlig föreställning om ifrågavarande strandytors läge och motsvarande kustkonturers förlopp var man därför uteslutande hänvisad till dels minimivärden, grundade på de högst belägna förekomsterna av vattenorganismer från ifrågavarande transgressioner, dels antagandet, att motsvarande isobaser varit någorlunda proportionella mot dem, som betecknade den marina gränsen, eller slutresultatet av samtliga hithörande nivåförändringar.

Emellertid känner man ännu alldeles för litet om det baltiska havets påtagligen mycket komplicerade hydrografiska utveckling, om dess mångskiftande fördelning av sött ytvatten och mer eller mindre bräckt vatten på större djup och om motsvarande, skarpt skilda men alldeles samtidiga bestånd av söt- och saltvattensorganismer på skilda djup.

På grund av sin anpassningsförmåga draga sig organismerna vid en förskjutning i det omgivande mediets temperatur och salthalt till den för deras uppehälle gynnsammaste nivån, varvid denna kan bliva betydligt avvikande från den normala.

I sådana fall gäller att på rent geofysisk väg bestämma den motsvarande strandnivåns läge. Sålunda visade randterrasser, erosionsrännor och samtida strandlinjer vid Ed, att Yoldiafaunan vid Kristianiafjordens mynning inför avsmältningstidens allt mildare klimat sökt sig ned till det kallare bottenvattnet och ingalunda angav grunt vatten, såsom ju vanligen är fallet i verkligt arktiska klimat.

Organismernas batymetriska missvisning på grund av en abnorm fördelning av vattnets salthalt är nog knappast mindre farlig. Då det gäller de postglacigena, baltiska strandnivåerna, kunna också givetvis israndterrasser ej hjälpa oss.

För länge sedan tänkte jag mig, att själva transgressionsgränserna, så långt sådana kunnat utbildas, borde vara möjliga att urskilja på de likformiga, lätt eroderade åsarna, men hittills torde intet allvarligt försök hava gjorts att uppsöka dem.

För några år sedan framhöll jag, att man härvid och för utrönande av landhöjningens gradient borde kunna uppsöka och begagna sig av sådana särskilt utpräglade strandlinjer, som exceptionellt starka stormar borde hava efterlämnat på sandåsarna å den sida, som i varje fall vette mot vinden.

År 1894 hade jag på Ekerön, å västra sluttningen av den stora rullstensåsen, iakttagit en påfallande kraftigt utbildad erosionsterrass, som just ledde tankarna på ett sådant ursprung. På Stockholmsåsen, ett stycke norr om staden, hade jag också sett en sär-

skilt utpräglad terrass, och då jag i höstas nivellerade höjden på denna, som vette åt samma håll som Ekeröterrassen, syntes det rimligt nog, att de kunde vara samtidiga. Nu uppsöktes ytterligare några tillräckligt höga och mot väster fritt belägna åskullar, två norr och en söder om Stockholm, och vid alla träffades på västra sidan, och endast på denna, en alldeles särskilt kraftigt utbildad strandterrass, som överallt påtagligen tillhörde samma, numera svagt lutande strandplan. Till ytterligare kontroll besöktes en hög åskulle vid Södertälje, där jag för några år sedan på västra sidan sett en utpräglad strandterrass. Som också denna vid nivellering visade sig noga sammanfalla med samma lutande plan som de övriga fem punkterna, torde numera vara påtagligt, att sådana stormstrandlinjer verkligen kunna följas från punkt till punkt, och därmed efter hand fullständigt isokrona strandnivåer skola kunna fastställas över betydande sträckor av Mälarehalvön. Eventuellt genom kombination av flera olika stormnivåer öppna sig härigenom nya utsikter till ett exakt studium av nivåförändringarnas dynamik och av deras vågformiga, centripetala förskjutning genom jämförelse med de momentant, under en enda storm utbildade stormstrandplanen.

Genom dessa lär man sig speciellt känna lagen för de postglacigena nivåförändringarna, vilkas skilda stadier sålunda böra kunna noga fastställas, även där inga transgressionsgränser påträffats.

För att man så inom höjningsområdets proximala delar skall kunna bestämma de strandnivåer, som motsvara själva transgressionsgränserna, erfordras, att höjdbestämningen av stormstrandplanen framföres till närheten av nämnda gränser.

En ledning vid detta arbete erhålles därav, att stormstrandlinjernas orientering vid varje lokal ganska väl anger stormens ungefärliga riktning, varför snart nog erhålles antydningar om stormcentrets läge och om de samtidiga vindriktningar man bör vänta sig inom andra delar av den synoptiska kartan. Om det på detta sätt skulle låta sig göra att över Åland vinna förbindelse med motsvarande stormstrandplan på den finska sidan, skulle det intressanta material rörande den postglaciala transgressionen, vilket W. Ramsay[1] publicerat, stödd på H. Lindbergs viktiga undersökning av högsta utbredningsgränsen för de postglaciala brackvattensdiatomacéerna och särskilt för *Campylodiscus clypeus*, kunna till sin geologiska nivå definitivt fastställas.

[1] Litorinagränsen i sydliga Finland, G. F. F., Bd. 42 (1920) p. 243.

På samma sätt bör kunna utrönas, huru den av U. SUNDELIN[1] inom Östergötland och angränsande del av Småland flerstädes fastställda Clypeusgränsen därstädes kan förhålla sig till själva gränsen för det postglaciala havet.

Den riktning, i vilken man dock torde hava mest utsikt att ernå förbindelse med den postglaciala transgressionens högsta strandnivå, är tvivelsutan mot väster.

Sedan förf. utmed södra delen av landets västkust påvisat och höjdmätt den postglaciala transgressionsgränsen upp emot Göteborgstrakten, där den nådde ett par och tjugu meter över havet, samt vidare en antagligen hithörande strandlinje vid Nol, 30 m. ö. h., syntes det på grund av gradienten och den verkliga postglaciala molluskfaunans utbredning vara sannolikt, att det postglaciala havet vid sitt högsta stånd visserligen närmat sig, men icke översvämmat Vänerns avloppströskel, eller 44 m. ö. h. Förekomsten av reliktformer i Vänern, vilka sedan årtusenden anpassat sig för sött vatten, talade ju också emot en högre nående transgression av det för dem numera sannolikt dödande, salta havsvattnet. Det var att vänta, att Vänern vid nyssnämnda tidpunkt på grund av den sedan inträffade utstjälpningen mot söder haft en avsevärt större utbredning mot norr,[2] om också dennas närmare omfattning givetvis icke kunde fastställas, så länge traktens isobaser icke kunde grundas på annat än minimivärden.

Ett stort framsteg i dessa trakters kvartärgeologi togs i och med L. VON POSTS viktiga upptäckt[3] samt hans och R. SANDEGRENS[4] undersökningar och nivelleringar av en särskilt utpräglad strandlinje, som kunnat följas nära nog omkring hela Vänern. Denna linje tolkas närmast såsom en transgressionsgräns, uppkommen vid en postglacial landsänkning med maximum norrut samt därpå följande höjning med utstjälpning mot söder.

Strandlinjen ligger vid sjöns utlopp 2 m. över detta eller 46 m. ö. h. samt stiger sedan efter hand till 57 m. N om Kinnekulle, 63 m. N om Sjötorp, 82 m. NE om Gullspång samt 92 m. WNW om Letälvens utlopp i Skagern.

Strandlinjen synes särskilt på sistnämnda sträcka, som är belägen på en och samma urbergsribba, hava en särdeles regelbunden

---

[1] Über die spätquart. Gesch. der Küst. Österg. und Smålands, Bull. Geol. Inst. Ups., Vol. 16, 1919, p. 195.

[2] G. DE GEER, Om strandlinj. förskj. vid våra insj., G. F. F., Bd. 15 (1893), p. 382, samt Skand. Geogr. Utv., Sthlm 1896, p. 141 och Tavl. 6, jämf. med Tavl. 5.

[3] Hos K. E. SAHLSTRÖM, Om V.götl. stenåld.-bebyggelse, Akad.avh., Sthlm 1915, p. 29—32.

[4] En postgl. strandl. vid Ö. sidan av Vänern, S. G. U. Ser. C, N:o 270 (Årsbok 9 1915), N:o 6), Sthlm 1916.

stigning mot NNE, varför särskilt en kortare extrapolering åt detta håll synes fullt berättigad och är av stort intresse. Såsom jag redan vid föreningens aprilmöte 1920 framhållit, finnes nämligen en högst påfallande överensstämmelse mellan den närbelägna passhöjden till den baltiska dalen och den sannolika höjden på den punkt av Storvänerns strandlinje, som kan antagas vara lika mycket upplyftad. Passhöjden ligger sålunda omkring 105 m. ö. h., och motsvarande punkt av strandlinjen troligen minst lika högt, eller kanske snarare inemot 110 m. ö. h.

Denna överensstämmelse kan svårligen ha varit tillfällig, varför Storvänerns vattenstånd vid sitt maximum utan tvivel varit bestämt av nämnda passpunkt och sålunda haft sitt avlopp icke genom Göta älv utan genom Sveakanalens passdal eller ett vattendrag, som lämpligen kunde kallas *Svea älv*. Dess längd och fallhöjd voro icke betydande, då de givetvis betingades av Storvänerns i varje fall ringa men ännu ej närmare bestämda höjd över det postglaciala stenåldershavets högsta yta.

Kring den del av Vänern, som omger det nuvarande utloppet, har anträffats en serie översvämmade fornminnen från stenåldern, vilka torde föreskriva sig från den tid, då sjön hade sitt avlopp genom Svea älv. De översvämmades sedermera, när sjön genom den norrut större landhöjningen försköts mot söder, och fick sitt nuvarande avlopp, som efter hand nedskurits 2 m.

Storvänerns strandlinje är därför ej fullt synkron vid sina skilda delar, utan äldst i närheten av sitt första utlopp. Huru djupt under vattenytan vid sjöns sydände, som terrestra bildningar kunna påvisas, innan den översvämmade äldsta strandlinjen påträffas, är ej känt, om det också synes påtagligt, att djupet ej kan vara särdeles stort, och i varje fall ej nå djupare än till den samtida havsytan, vilken väl näppeligen legat så mycket som ett halvt tiotal meter under nuvarande sjöytan.

Härav synes framgå, att siffror för Storvänerns strandhöjd i trakten av Svea älv ganska obetydligt torde överstiga stenåldershavets maximistånd, vilket sålunda bör träffas vid motsvarande höjd inom närmast angränsande del av den baltiska dalen. Med hänsyn till den betydande mängd sötvatten som tillfördes stenåldershavets närkesvik från Svea älvs hela vattenområde, är det dock naturligt, att inga saltvattensformer kunna väntas förekomma i hithörande grundvattensbildningar, där man sålunda i stället exempelvis bland diatomacéerna kan vänta att påträffa ungefär samma ancylusflora, som utmärker Storvänerns avlagringar.

Den strandnivå åter, som motsvarar ancylustransgressionens

gränslinje inom sydbaltikum, måste således tydligen träffas vid en betydligt högre nivå och högt över Sveapasset mellan världshavet och baltikum.

E. ANTEVS djärva slutsats,[1] att ancylustransgressionen stod i förbindelse med världshavet, synes därför redan vara på god väg att kunna siffermässigt fastställas.

Men stormstrandplanen öppna ej blott möjligheter att sammanknyta de finska, de sydbaltiska och de västsvenska transgressionsgränserna med varandra. De komma att för första gången möjliggöra en tillförlitlig kartering, särskilt av de flacka slätterna på ömse sidor av Ålands hav under skilda skeden av stenåldershöjningen och därmed lämna fasta hållpunkter för studiet av såväl växternas och djurens som människans besittningstagande av landvinningarna.

Den skärpa, med vilken landhöjningens sekulära gradient kan bestämmas, torde genom kombination med nyare mätningar av den ännu fortgående nivåförändringen kunna väsentligt bidraga att belysa denna och därför också erhålla praktisk betydelse.

Kanske är det ej heller omöjligt att man genom den nya arbetsmetoden till sist skall kunna erhålla förbindelse mellan ifrågavarande strandnivåer och LIDÉNS daterade postglaciala landhöjningsskala vid Ångermanälven och sålunda mellan stenåldershöjningen och den svenska tidskalan.

---

[1] Postgl. marine shellbeds in Boh. G. F. F. Bd 39, 1917, sid. 257.





Foto 1897.

Rob. Mauzelius

Minnesteckning av

HJ. SJÖGREN.

Den 9 november 1921 avled fil. dr. ROBERT MAUZELIUS, kemist vid Sveriges Geologiska Undersökning, vid endast 57 års ålder. Med hans död avslutades en forskaregärning som är vida betydelsefullare än vad den till kvantiteten mindre betydande produktion, som han under eget namn publicerat, låter förstå. I själva verket står den svenska mineralogiska forskningen under de senaste trettio åren i en tacksamhetsskuld till honom, som knappast kan överskattas. Ty ehuru MAUZELIUS var kemist faller dock tyngdpunkten av hans vetenskapliga insats inom mineralogiens och petrografiens område.

MAUZELIUS föddes den 3 juni 1864 i Uppsala, där fadern, ANDERS MAUZELIUS, verkade som privatlärare; modern var KAROLINA CECILIA, född THELANDER.

Efter avslutade studier i Uppsala högre allm. läroverk och studentexamen 1884 fortsatte MAUZELIUS sina studier vid universitetet, där han efter tre år avlade fil. kandidatexamen inom naturvetenskapliga sektionen. Redan nu visade sig hans intresse för det ämne åt vilket han sedan skulle komma att egna sig, i det att han i kandidatexamen hade betyget berömlig i kemi. I licentiatexamen, som avlades våren 1894 och som omfattade ämnesgruppen kemi, mineralogi och geologi, hade han berömlig i kemi och icke utan beröm godkänd i mineralogi. För sina stora vetenskapliga förtjänster promoverades MAUZELIUS till fil. hedersdoktor i Uppsala 1917.

Redan innan MAUZELIUS avlagt licentiatexamen, hade hans insikter tagits i anspråk för handledningen av de studerande vid universitetets kemiska institution. Sålunda tjänstgjorde han höstterminen 1887 såsom e. o. amanuens och under 1888 och vårterminen 1889 såsom ordinarie amanuens vid syntetiska avdelningen av laboratoriet för allmän och analytisk kemi. Professor P. T. CLEVE, som uppmärksammat hans ovanliga förmåga, skyndade sig att tillgodogöra sig denna och under åren 1889—1892 biträdde MAUZELIUS honom vid utförandet av olika kemiska arbeten. Enligt ett av CLEVE avgivet intyg, daterat den 4 februari 1892, hade MAUZELIUS därvid ådagalagt »såväl ovanliga teoretiska insikter som stor skicklighet i utförandet av kemiska arbeten» och »särskilt i kemisk analys ådagalagt stor skicklighet och samvetsgrannhet».

Samtidigt hade han även kommit i praktisk verksamhet i det att han varit t. f. assistent vid Ultuna Försöksanstalt under prof. HAMPUS V. POST (1889) och under en kort tid vik. lektor i allmän kemi vid tekniska elementarskolan i Norrköping ($^{28}/_{8}$—$^{26}/_{9}$) 1890. Från dec. 1891 till okt. 1897 tjänstgjorde han som assistent vid kemiska stationen i Gävle.

Denna verksamhet var dock ej av den art, att den tillfredsställde MAUZELII på mera vetenskapliga uppgifter riktade håg. Det var därför som han med tillfredsställelse antog ett anbud av författaren till denna levnadsteckning att biträda honom med utförandet av analyser till de mineralogiska arbeten, varmed jag då var sysselsatt. Härmed begynte ett vetenskapligt samarbete, som utan avbrott varade i nära tio år, från 1892 till 1901, eller till dess att MAUZELIUS inträdde i statstjänst.

För MAUZELIUS blev detta den tid under vilken han, kanske mera ostört än någonsin senare, fick ägna sig åt vetenskapliga uppgifter. Det var också under denna tid som han utvecklade sig till den enastående skickliga mineralanalytiker, som han så snart blev, och

då lärde sig att med aldrig svikande tålamod lösa de svåraste analytiska uppgifter.

I yttre avseende sönderfaller denna tid i två perioder, den förra från 1892 till 1896, under vilken tid MAUZELIUS kvarstannade i Uppsala och arbetade på universitetets kemiska institution, den senare från 1896 till 1901 efter hans flyttning till Stockholm, under vilken tid han arbetade på ett av mig för MAUZELII räkning upprättat privatlaboratorium. Under den förra av dessa perioder åtnjöt MAUZELIUS ett anspråkslöst arvode av 120 kr. i månaden. Vid avflyttningen till Stockholm, som skedde i oktober 1896, hade en överenskommelse träffats, att MAUZELIUS skulle åtnjuta ett arvode av 2,500 kr. pr år och bostad i samband med laboratoriet. Detta som var beläget i ett numera ombyggt hus, med nummer Döbelnsgatan 39, utrustades med nödig laboratorieinredning, varjämte för detsamma inköptes platina, en Bunges våg, reagentier o. s. v. Nödig litteratur, bl. a. en serie av Zeitschr. f. analytische Chemie anskaffades även.

De senaste åren av 1880-talet och de första av 1890-talet utgöra en period som utmärkte sig genom en serie nya och intressanta mineralfynd vid de värmländska järn- och mangangruvorna. Visserligen hade flertalet av dessa nya fynd redan tidigare blivit undersökta och beskrivna av ANT. SJÖGREN, C. W. BLOMSTRAND, G. FLINK, AXEL HAMBERG, H. BÄCKSTRÖM och andra, men flera, särskilt sådana av vilka dr. G. FLINK ställt material till mitt förfogande, återstodo att undersöka. Detta var en uppgift som krävde bistånd av en skicklig mineralanalytiker, och sedan jag genom överenskommelse om samarbete med MAUZELIUS försäkrat mig om den bästa tänkbara, kunde vi gripa verket an. Därigenom möjliggjordes bestämningarne av en serie nya mineral, förnämligast arseniater, såsom adelit, som samtidigt påvisades från Långban och Kittelgruvan i Nordmarksfältet, (sedermera också från Jakobsberg), Svabit från Harstigsgruvan och Jakobsberg, Tilasit från Långban och Mossgruvan, Nordmarken, Retzian likaledes från Mossgruvan. Därtill kommo det nya pyroxenmineralet Urbanit från Långban och från Glakärn samt barytfältspaten Celsian från Jakobsberg.

Utom dessa nya mineral lämnade de av MAUZELIUS utförda analyserna viktiga bidrag till kännedomen om den kemiska sammansättningen av redan tidigare kända mineral eller mineralgrupper, såsom natronrichteriten från Långban, det förut av G. FLINK upptäckta antimonitet långbanit, manganvesuvian från Harstigen, axinit från Nordmarken och Dannemora, safflorit från Nordmarken m. fl. I några fall gåvo dessa MAUZELII analyser anledning till en

ingående diskussion av ifrågavarande minerals eller mineralgruppers kemiska konstitution, såsom förhållandet var i fråga om axinit och vesuvian. Av särskilt intresse voro MAUZELII analyser av de i Kogruvan i Nordmarksfältet anträffade humitmineralen, vilka analyser påvisade, att humitgruppens tre mineralspecies, humit, klinohumit och kondrodit äga olika formler och bilda ett inom mineralriket enastående fall av morfotropi. MAUZELII analyser voro utförda samtidigt med PENFIELDS, och han hade kommit till ovan nämnda resultat fullt oberoende av nämnde forskares arbete, ehuru MAUZELII undersökning publicerades senare. I samband med dessa undersökningar analyserade han även de intressanta och egendomliga serpentiniseringsprodukterna av såväl chondrodit som också tremolit och dolomit, som uppträdde i Kogruvan i samband med humitmineralen.

MAUZELIUS tog varje honom anförtrodd analytisk uppgift med största vetenskapliga allvar, och flera gånger, då analysmaterialet var ytterst begränsat eller då dess homogenitet var tvivelaktig, ställdes han inför uppgifter, inför vilka en annan mineralanalytiker sannolikt skulle hava dragit sig tillbaka. Så var t. ex. förhållandet med mineralet kainosit, för vars analys endast disponerades 0.0666 gr. Enär material ej fanns för en föregående kvalitativ analys, skedde den ganska oväntade upptäckten av ytter- och erbinjordar först under den kvantitativa analysens gång. Och torde det få anses som en till virtuositet driven analytisk skicklighet att kunna utföra en fullständig analys på ett mineral med så pass komplicerad sammansättning och innehållande sällsynta jordarter, alkalier och vatten, vilka alla bestämdes direkt på en så liten kvantitet analysmaterial.

På analysmaterialets homogenitet och renhet lade MAUZELIUS en särskilt stor vikt, och sällan godkände han det analysmaterial, som av andra preparerats. Innan han skred till utförandet av den kvantitativa analysen, underkastade han materialet en ytterst noggrann mikroskopisk granskning och prövade även dess homogenitet genom behandling i tunga vätskor eller med syror o. s. v. Härigenom minskades visserligen det slutliga analysmaterialets kvantitet ofta i oroväckande grad, men med MAUZELII förmåga att arbeta med små kvantiteter, föredrog han detta framför att lägga ned arbete på ett med avseende på homogeniteten otillfredsställande analysmaterial. Vid analysering av det sedermera Mauzeliit benämnda mineralet befanns, att det först såsom homogent betraktade analysmaterialet i själva verket utgjordes av två mineral, nämligen dels ett antimoniat (Mauzeliit), dels en gul mangangranat, till

det yttre så lika varandra, att de icke ens under lupp kunde säkert åtskiljas. Först vid behandling med fluorväte visade sig att två mineral förelågo.

Mauzelius ägde ett för en mineralanalytiker synnerligen lyckligt temperament, framför allt ett outtömligt tålamod. Ofta satte han sina medarbetare eller uppdragsgivare på svåra prov. Tid tycktes icke existera för honom, åtminstone spelade tidsfaktorn ingen som hälst roll i jämförelse med vikten att komma till ett säkert resultat. Detta var ju även ett fullt riktigt tillvägagångssätt, särskilt i de fall, då analysmaterialet var så begränsat, att ett misslyckande av analysen eller en oklarhet skulle hava omöjliggjort ett positivt resultat. Att han oaktat den skenbara långsamheten i arbetet likväl medhunnit så mycket, torde bero på att han sällan eller aldrig behövde göra om ett arbete. Hans starka självkritik drev honom att i det längsta uppskjuta att sätta de slutliga siffrorna på papperet, men då de till sist kommo, så voro de definitiva. Vid analysen av Retzian, som företogs på en helt liten kvantitet, endast 0.0795 g., anträffades en beståndsdel, som till följd av det ringa materialet ej kunde identifieras, oaktat den ingick till den relativt betydliga mängden av 10,3 %. Analysen lades därför åsido. Först ett par år senare, vid förnyad prövning av den ej identifierade substansen, utgörande endast 8 mg., vilken med Mauzelii pedantiska noggrannhet bevarats, befanns att densamma utgjordes av sällsynta jordarter, och därmed var mineralets sammansättning i huvudsak känd.

Enär mineralfynden vid de värmländska järn- och mangangruvorna under senare hälften av 1890-talet blevo sparsammare, lämnades nu även mineral från andra fyndorter till undersökning. Sålunda analyserade Mauzelius även de på Lille Aröe och Övre Aröe av dr. G. Flink funna mineralen epididymit, albit och diaspor, vilka publicerades i Uppsalabulletinen samtidigt som G. Flink offentliggjorde de kristallografiska beskrivningarne av samma mineral.

År 1897 hade dr. G. Flink återvänt från en mineralogisk forskningsresa till Grönland, företagen för »Kommissionen for Ledelsen af de geologiske og geografiske Undersøgelser i Grönland» och därifrån medfört ett överraskande rikt och vetenskapligt betydelsefullt material. Jag ansåg att för tillfället ingen mineralogisk uppgift vore mera angelägen än att de nya mineral, som funnes bland det av dr. Flink hemförda materialet blevo fullständigt undersökta och att knappast någon annan mineralogisk arbetskraft än Mauzelius skulle vara skickad att åtaga sig en sådan uppgift. Jag

ställde därför MAUZELIUS och mitt laboratorium till förfogande frö ändamålet, och han utförde under loppet av 1897 och 1898 sju analyser, som tillsammans med dr. FLINKS kristallografiska bearbetning av materialet publicerades i Meddelelser om Grönland, Bd XXIV, 1899.[1] Resultatet blev bestämningen av icke mindre än sju nya mineralspecies, nämligen cordylit (= bariumparisit), ancylit, tainiolit, Lorenzenit, leucosphenit, chalcolamprit, endeiolit.

För att hugfästa min utmärkte medarbetares förtjänster hade jag redan 1895 uppkallat ett nytt mineral efter honom, vilken »genom sina synnerligen noggranna och förtjänstfulla kemiska undersökningar verksamt bidragit till utredningen av talrika minerals och mineralgruppers sammansättning och konstitution.»[2]

Anställningen vid S. G. U. år 1901 medförde en upplösning av vårt nära tioåriga samarbete. Laboratoriet vid Döbelnsgatan övertogs av MAUZELIUS, som inlöste större delen av laboratorieutensilierna, platinaförrådet, våg och viktsatser m. m.

MAUZELII ställning vid S. G. U. var först såsom biträdande laborator under åren 1901—1907. Efter SANTESSONS avskedstagande, sistnämnda år, blev han ordinarie tjänsteman såsom kemist vid Undersökningen, i vilken befattning han kvarstod till sitt frånfälle.

Under hans tjänstetid utgjordes hans sysselsättning till stor del av rutinarbete, som ofta nog kanske icke erbjöd synnerligen stort intresse. Enligt en summarisk uppgift från S. G. U. har han under sin tjänstgöring därstädes utfört omkring 30 mineralanalyser, 250 bergartsanalyser, 25 malmanalyser samt 20 fullständiga och cirka 500 partiella jordanalyser. Flertalet av dessa analyser av berg- och jordarter äro publicerade i S. G. U:s skrifter, men mycket är även opublicerat. Men understundom förelades honom även uppgifter av större vetenskapligt intresse. Då sålunda A. E. TÖRNEBOHM år 1906 beskrev den egendomliga katapleitsyeniten, som anträffats på gränsen mellan Småland och Östergötland öster om Vättern, så kom MAUZELII ovanliga förmåga att isolera mineralbeståndsdelarna

---

[1] G. FLINK: On the Minerals from Narsarsuk in Southern Greenland, i »Meddelelser om Grönland», XXIV. p. 14. »Most of the new minerals have been found in small quantities, om account of which the analyses, mostly very difficult, have in many cases been made on very scanty material. This difficult and important work could, however, thanks to the great kindness and liberality of Professor Hj. SJÖGREN, be placed in the most competent hands. Most of the analyses, and among them those offering the greatest difficulties, have been made in the laboratory of Professor SJÖGREN by his chemical assistant, the eminent analyst Dr. R. MAUZELIUS. For the valuable and liberal assistance thus afforded I desire to express my hearty thanks to these gentlemen.»

[2] G. F. F., **17**. 318 (1895).

även i en finkornig bergart väl till pass och han utförde analyser på flertalet av de ingående mineralen, däribland ägirin, eudialyt, katapleit, nefelin, natrolit och pektolit.

Inför en annan ännu svårare uppgift ställdes MAUZELIUS, då det gällde att utröna sammansättningen av det mineral, som A. GAVELIN med mikroskopet påvisat i järnmalmen i Ruoutevare malmberg och som han benämnt Högbomit. Detta mineral, som förekommer i små korn i den som bergart uppträdande järnmalmen, intimt associerad med pleonast, korund och hydrargillit, kunde varken som grovt pulver eller som små splittror skiljas från de ledsagande mineralen. Sedan pulvret dels genom magnet, dels genom behandling med HCl befriats från magnetiten, och från större delen av ilmeniten, återstod en blandning huvudsakligen av Högbomit, men även av pleonast och ilmenit som analyserades, sedan först proportionerna av de ingående beståndsdelarne bestämts medelst Rosiwals metod. Sedan genom särskilda analyser sammansättningen av de lättare isolerbara beståndsdelarne pleonast och ilmenit blivit fastställd, kunde därefter sammansättningen av den tredje beståndsdelen, Högbomit, beräknas.

Analysen av det av PER GEIJER funna, vid Riddarhyttan i cerit förekommande nya mineralet Törnebohmit (1920) var ävenledes en svår analys, vid vilken, på en ringa mängd material, cer-, lanthan- och didymoxider skulle bestämmas.

Men MAUZELIUS togs vid S. G. U. även i anspråk för uppgifter och utredningar av mera speciell art, varvid hans eminenta förmåga kunde göra sig fullt gällande. Då statsmakterna, efter upprepade försök från enskilt håll att utreda möjligheten av en inhemsk skifferoljeindustri, börjat intressera sig för detta problem och tillsatt en kommitté för dess utredning, så anlitades MAUZELIUS då det gällde att utarbeta tillförlitliga metoder för bestämning av oljehalten i skiffrarne. Han utförde också ett stort antal oljebestämningar på sådana skifferprov som tagits under kommissionens uppsikt. En del av dessa äro offentliggjorda som bilaga 3 av kommitténs utlåtande, men mycket av hans arbeten i skifferoljefrågan är ännu opublicerat. Då Ingenjörsvetenskapsakademien år 1920 upptog skifferoljefrågan på sitt undersökningsprogram, togos även MAUZELII erfarenheter i anspråk, och ett av de arbeten som avbrötos av hans frånfälle var en jämförande bestämning av oljehalten i friskt bruten skiffer och sådan som under längre eller kortare tid legat utsatt för atmosferilierna.

Ännu mycket betydelsefullare blevo de undersökningar rörande den exakta bestämningen av radiumhalten i vissa råmaterial och

därur framställda radiumpreparat, åt vilka MAUZELIUS fick anledning ägna sig.

År 1909 hade Aktiebolaget Kolm bildats med uppgift att ur kolm som råmaterial framställa högvärdiga radiumprodukter. Vid denna tidpunkt var ännu kännedomen om de radioaktiva ämnenas kemi och övriga egenskaper relativt ofullständig och i vissa fall oriktig. Sålunda uppgavs från auktoritativt håll, att aktiviteten hos ren radiumbromid utgjorde 2,000,000 uran-enheter, d. v. s. att den totala aktiviteten hos en viktsmängd ren radiumbromid skulle vara två millioner gånger större än totala aktiviteten hos samma viktsmängd ren uranmetall. Under denna förutsättning hade kolmens radiumhalt på grund av aktivitetsmätningar beräknats till 3 mg. pr ton, och radiumhalten i de utvunna produkterna beräknades efter samma standard. Då emellertid vid den fabriksmässiga driften vid Kolmbolagets fabrik vid Islinge en vida mindre kvantitet högprocentigt radiumsalt erhölls än vad man beräknat, vände sig Kolmbolagets styrelse till MAUZELIUS, »en av vårt lands skickligaste analytiska kemister, som på styrelsens uppdrag gjorde sig förtrogen med de synnerligen vanskliga radiometriska undersökningsmetoderna, på sådant sätt, att han otvivelaktigt för närvarande är den förnämste svenske kännaren på detta forskningsområde».[1] Till en början pekade MAUZELII granskning av fabrikationsmetoderna i den riktningen, att betydande förluster skulle hava uppstått under fabrikationsprocessen, och systematiska och ingående undersökningar anställdes för att finna förlustkällorna. Men sedermera befanns, vid jämförelse med en i M:me CURIE's laboratorium befintlig radiumstandard, att själva utgångspunkten var oriktig, i det att aktiviteten hos ren radiumbromid skulle utgöra 4,400,000 U och icke 2,000,000 såsom förut antagits. Detta medförde åter att radiumhalten hos kolmen i stället för att utgöra 3 mg pr ton endast var 1,3 mg, och den av A/B Kolm tillämpade metoden kunde icke, lika litet som någon annan då känd metod, med ekonomisk fördel tillämpas på det radiumfattiga råmaterial, som kolmen i verkligheten visade sig vara.

Genom arbetena för Kolmbolaget hade MAUZELIUS så fullständigt satt sig in i detta ämne, att han inom Sverige var den obestridda auktoriteten i allt som rörde radium och radioaktiva substanser. Sedan radiumterapien börjat tillämpas i vårt land, har MAUZELIUS i stor utsträckning anlitats för framställning av radiumpreparat för terapeutiskt ändamål såväl av flera institutioner som ock av

[1] Ur P. M. av Kolmbolagets styrelse av d. 17 maj 1911.

enskilda läkare, bl. a. av prof. Gösta Forssell (radiuminstitutet i Stockholm), av doc. med. dr. Lars Edling, Lund, av med. dr. Dag B. Carlsten vid Allmänna sjukhuset i Malmö, av dr. Unge i Norrköping, av Kronans droghandel i Göteborg o. s. v.

Ur de meddelanden jag erhållit rörande Mauzelii verksamhet på detta område, vill jag anföra följande yttranden, vilka utgöra tillräckliga bevis på huru högt han var uppskattad av radioterapeutici och huru svår han blir att på detta område ersätta.

Docenten Lars Edling i Lund skriver:

»Fil. dr. Mauzelius har ända från 1916 till och med 1921 haft vänligheten åt mig utföra diverse arbeten med för terapeutiska ändamål inköpta radiumpreparat, de allra flesta tillhörande Lunds Lasarett. Dessa arbeten bestå i:

a) kontrollmätningar av originalpreparaten;

b) i de flesta fall överförande af de lösliga originalsalterna i radiumsulfat;

c) fördelning och packning af radiumsalterna i guld- eller platinatuber, hvilkas mått på förhand noga beräknats af Mauzelius efter salternas volym och med hänsyn till af mig angifna önskemål; tuberna ha utförts af instrumentmakare Rose i Uppsala samt af denne hoplödts under öfverinseende af Mauzelius;

d) i ett fall isolering af radiumsaltet ur ett gammalt preparat, där det varit insmält i en organisk massa (asfalt?). Isoleringen har enligt Mauzelii uppgift utförts antingen genom försiktig förbränning i syrgas eller förbränning med svafvelsyra. Hvilkendera metoden som kom till användning, har jag mig icke bekant. Förlusten vid detta besvärliga arbete uppgick till blott 6 %, ett resultat, som måste betraktas som mycket vackert;

e) undersökning af äldre radiumtuber (af platina) på deras täthet samt ompackning af en del preparat i nya tuber. Det sista arbetet af ifrågavarande slag utfördes i somras, och mitt sista bref från M. i ämnet är dateradt den $^{22}/_{8}$ 1921.

Samtliga dessa arbeten ha af dr. Mauzelius utförts med en noggrannhet och en sakkunskap, som enligt mitt ringa förstånd stå öfver allt beröm. Jag kan icke nog högt uppskatta värdet af att för dylika viktiga och svåra manipulationer ha kunnat få anlita en vetenskapsman af hans rang. Hans korta och koncisa meddelanden äro alltid utmärkta af klara och exakta uppgifter och ha för mig, såsom lekman på området, varit synnerligen lärorika. Hans oväntade frånfälle var därför för mig som för alla andra radiologer i Sverige en mycket smärtsam förlust, som f. n. åtminstone icke synes kunna ersättas.

Kanske kan det vara mig tillåtet att tillägga, det Mauzelii sätt att ekonomiskt uppskatta sina arbeten bar vittne om samma anspråkslöshet och försynthet, som syntes mig prägla hans personliga uppträdande, då vi träffades.»

Dr. Dag B. Carlsten vid Allmänna sjukhuset i Malmö skriver: »Genom sin speciella kunskap i radiumfrågor och erfarenhet om sättet för radiums förpackning, för att inte tala om hans rättskaffenhet och försynthet blef han en förtroendeman för oss radioterapeuter — i sanning svår att ersätta.

Hvad hans arbete för Malmö Allm. sjukhus beträffar så invägde han och kontrollerade hela det här befintliga stora radiumförrådet i tuber och plattor och där det behöfdes utdrygade han radiet (för att få jämn utfyllnad i tuberna) med annat salt enligt af honom utarbetad metod, som medgaf att lätt koncentrera radiet igen om så skulle påfordras.»

Då svenska staten 1912, genom köp från österrikiska arbetsministeriet, skulle förvärva en s. k. sekundär radiumstandard, hade av Sveriges Geologiska Undersökning föreslagits att densamma skulle förvaras hos nämnda anstalt och motiverade detta med att »vår institutions kemist har nämligen genom flerårigt sysslande med radioaktiva bestämningar vunnit större erfarenhet i arbeten av detta slag än någon annan svensk för närvarande torde besitta och har redan tillhandagått de svenska sjukhusen med bestämning av radiumpreparat». Då Vetenskapsakademien instämde i nämnda förslag, blev detta även förverkligat, och radiumstandarden ställdes under Mauzelii direkta vård.

Men även under Mauzelii tid vid S. G. U. togs hans framstående förmåga som mineralanalytiker i anspråk av mineraloger, som önskade få nya eller sällsynta mineralfynd kemiskt undersökta på hans eget laboratorium. Sålunda analyserade han för Hj. Sjögren barysilit och pyrochroit från Långban (1905), sarkinit från Pajsberg (1906) och Thalenit från Åskagen (1906).

För Riksmuseets mineralogiska avdelning utförde han fr. o. m. år 1909 en serie mineralanalyser, nämligen av den nya bly-vismutsulfoseleniden platynit från Falu gruva, av lillianit från Gladhammar, av meneghinit från Hällefors, av ankerit från Knollegruvan på Dal, av Kobellit från Vena och av barysilit, trimerit, harstigit och braunit från de värmländska mangangruvorna. Samtliga dessa analyser äro publicerade i G. Flinks »Bidrag till Sveriges mineralogi», häft. 2, 3 och 4, 1910—1917.

Då år 1917 och följande år en ny period av rika nya mineralfynd, förnämligast genom dr. G. Flink, gjordes vid Långbans gru-

vor, anförtrodde de forskare, som beskrevo de nya fynden, deras kemiska undersökning åt MAUZELIUS. Sålunda analyserade han för dr. G. AMINOFF Nasonit (1916) och den märkliga rombiska modifikationen av Mn $(OH)_2$ som AMINOFF benämnde Bäckströmit. Vidare för samma författare det nya arsenitet armangit. För Dr. G. FLINK analyserade han de av denne utmärkte mineralog vid Långban upptäckta nya mineralen margarosanit (1917), sphenomanganit (1919), pyrobelonit (1919), trigonit (1920), dixenit (1920), liksom också katoptrit från Nordmarken (1917). Vid tiden för MAUZELII frånfälle förelågo ett mycket stort antal nya eller oundersökta mineral från Långban, varigenom denna redan förut ryktbara mine-



(Fotogr. 1901.)

ralfyndort otvivelaktigt framstår såsom enastående i världen. Dessa, vilkas upptäckt och tillvaratagande är dr. FLINKS förtjänst, uppgå nu till mera än ett hundratal och äro förvarade på Stockholms Högskolas mineralogiska institut.[1] I många fall förekomma de endast i så ringa mängder, att deras kemiska undersökning icke skulle kunna anförtros åt någon annan än MAUZELIUS, med hans enastående förmåga att, även i sådana fall då ett minimalt material stod till buds, kunna lösa svåra analytiska uppgifter. I detta, liksom i så många andra fall, har MAUZELII frånfälle utgjort en oersättlig förlust för den mineralogiska forskningen, så mycket

[1] Se dr. FLINKS »lista på mineral från Långban, som kräva undersökning,» i G. F. F., 43, 195 (1921). Denna förteckning har sedan nämnda tid ytterligare utökats i G. F. F. 44, 535 (1922).

beklagligare, som icke blott i Sverige, men även i utlandet, sådana forskare, som ägna sig åt mineralanalys, f. n. äro mycket fåtaliga. Visserligen finnas talrika analytici, som åtaga sig det mer eller mindre schablonmässiga utförandet av bergartsanalyser, då obegränsad mängd material står till buds, men åt vilka man knappast kan anförtro svårare mineralanalytiska uppgifter vid starkt begränsad materialtillgång. Dessa intressanta och viktiga vetenskapliga uppgifter, vilka väntade på att det skulle förunnas MAUZELIUS hälsa och krafter att åtaga sig dem, måste sålunda läggas åsido.

En återblick på MAUZELII verksamhet som mineralanalytiker ger vid handen att det ojämförligt mesta av vad som gjorts i Sverige under de sista trettio åren på mineralanalysens område härleder sig från honom. Särskilt har det för den svenska mineralogiska forskningen varit av en betydelse som knappast kan skattas högt nog, att vid sådana perioder, då de bekanta mineralfyndorterna Långban, Jakobsberg och Pajsberg levererat så många nya och intressanta mineralfynd, hava tillgång till en analytiker, vars enastående skicklighet möjliggjort deras undersökning och fastställandet av deras kemiska sammansättning. Antalet av nya mineralspecies, som på grund av MAUZELII analyser kunnat uppställas, uppgår till åtminstone tjugosju och nästan alla viktigare områden av det mineralogiska systemet äro däribland representerade. Sålunda finner man bland sulfoseleniderna platynit, bland hydroxiderna Bäckströmit och sphenomanganit; bland karbonaten fluokarbonaten cordylit och synchysit samt det vattenhaltiga karbonatet ancylit. Vidare bland metasilikaten av pyroxenserien Urbanit, Sobralit och den blyhaltiga margarosaniten; av perowskit-ilmenitgruppens mineral Högbomit; ortosilikatet tainolit; bland de polykiselsyrade salterna fältspaten Celsian och de titanhaltiga Lorenzenit och leucosphenit; bland de basiska silikaten Törnebohmit samt de egendomligt sammansatta heteropolysilikaten katoptrit, dixenit, chalcolamprit och endeiolit. Vidare vanadatet pyrobelonit, de klorfluo- och basiska arseniaten adelit, Tilasit, Svabit och Retzian, arseniterna armangit och trigonit samt antimoniatet Mauzeliit. Därtill komma de talrika bidrag hans verksamhet lämnat till kännedomen om många redan tidigare kända minerals sammansättning och till hela mineralgruppers kemiska konstitution. Hans arbete har värdigt uppehållit de traditioner på mineralanalysens område, som vårt land ägt att bevara sedan BERZELII, HISINGERS och MOSANDERS dagar.

Oaktat sin tillbakadragna, till synes timida natur, besatt dock

Mauzelius i grund och botten en stor karaktärens självständighet. Från Uppsalaåren, då han tillhörde föreningen Verdandi, följde honom en tilltalande frisinthet och ett intresse för social utveckling, som bland annat gav sig uttryck i hans arbete för föreningen Studenter och arbetare, bland vilkas grundare han var. Då denna förening sedermera i Stockholm på 1890-talet satte i gång en verksamhet i olika riktningar, bland annat genom bildandet av föreningen Stockholms Läsestugor (vilkas verksamhet sedermera uppgick i Folkbiblioteksförbundet), så blev Mauzelius en av dem, som kraftigast bidrog till deras organisation. Särskilt nedlade han ett betydande arbete på ordnandet och katalogiserandet av läsestugornas bokförråd. Detta hans oegennyttiga arbete, förestavat uteslutande av socialt intresse, förblev obekant även för flera av hans kamrater vid S. G. U.

Personligen var Mauzelius en synnerligen fin, rättskaffens och försynt natur, som högt uppskattades av alla i hans omgivning. En långvarig ohälsa tvingade honom att föra ett tillbakadraget liv, som sannolikt mest överensstämde med hans anspråkslösa personlighet. Under de senaste åren, då hans tilltagande astmalidande beredde honom svårigheter att förflytta sig till sitt arbete i S. G. U:s laboratorium vid Frescati, såg man honom komma till sin arbetsplats och hämtas därifrån i en Fordbil, förd av hans hustru.

Hela hans liv och verksamhet var vigd åt de vetenskapliga intressena, utan tanke på att därav skörda några fördelar, och åt dessa offrade han sina sista avtagande krafter. Det vetenskapliga arbete han utförde publicerades mestadels av andra, och det har därför synts mig som en enkel gärd av rättvisa, att något utförligare än sedvanligt redogöra för hans livsgärning. Säkerligen skola flera instämma med mig däruti, att det stundom missbrukade ordet att en person är oersättlig, i detta fall har sitt fulla berättigande.

Såsom närmast sörjande efterlämnar Mauzelius maka, Elin Adolfina Kindstrand, med vilken han ingick äktenskap den 4/5 1902.

Förteckning

över

Robert Mauzelius' tryckta skrifter

(utom alla analyser i avhandlingar av andra förf.).

1. 1887. Om rykande svafvelsyras inverkan på klorvätesyrad α - naftylamin vid låg temperatur. (Meddel. fr. Upsala kem. lab. 134). — Öfvers. K. V. A. Förh., **44**, s. 741—750.
2. 1889. (Jämte Å. G. EKSTRAND) Om molekularvigten hos maltos och några inulinartade kolhydrat. (Meddel. fr. Upsala kem. lab. 157) — Öfvers. K. V. A. Förh., **46**, s. 157—168.
3. 1889. (Jämte A. EKBOM) Om α - och β - monofluornaftalin. (Meddel. fr. Upsala kem. lab. 163). — Öfvers. K. V. A. Förh., **46**, s. 375—386.
4. 1889. Om naftalins 1,5 - halogensulfonsyror. (Meddel. fr. Upsala kem. lab. 171). Öfvers. K. V. A. Förh., **46**, s. 559—582.
5. 1890. Derivat av etylidendisulfonsyra 1. (Meddel. fr. Upsala kem. lab. 184). — Öfvers. K. V. A. Förh., **47**, s. 433—440.
6. 1890. Om 1,4 - fluornaftalinsulfonsyra. (Meddel. fr. Upsala kem. lab. 185). — Öfvers. K. V. A. Förh., **47**, s. 441—448.
7. 1894. (Jämte ALB. VESTERBERG) Försök öfver bestämning av kolsyrad kalk och kolsyrad magnesia i jord. — Ultuna Landtbruksinstituts redogörelse år 1894, XV, s. 62—71.
8. 1907. On the determination of ferrous iron in rock analysis. — Sveriges Geol. Undersökning. Ser C. N:o 206 (1907). Även i S. G. U:s Årsbok 1907.
9. 1914. Till frågan om kolmens radiumhalt. — Tekn. Tidskr., avd. Kemi och Bergsvetenskap, 1914, s. 20—22.
10. 1919. Oljeskifferanalyser utförda av Doktor R. Mauzelius å Sveriges Geologiska Undersöknings laboratorium. — Bil. III, sid. 321—322 i »Utredning rörande möjligheterna för en inhemsk tillverkning av mineraloljor och svavel m. m. ur den i olika trakter av Sverige förekommande alunskiffern.» Stockholm 1919.
11. 1920. (Jämte G. AMINOFF) Armangite, a new arsenite from Långbanshyttan. (Meddel. fr. Stockholms Högskolas Mineralog. Inst. 15) G. F. F., **42**, s. 124—128.

Mineralanalyser av R. Mauzelius.

		Analyserad för	Publicerat i[1]	
1.	Långbanit,[2] Långban . .	Hj. Sjögren	G.F.F. 13, 259 (1891)	Bull. I, 43 (1892)
2.	Långbanit, » . . .	»	» 13, 260 (»)	» I, 43 (»)
3.	Långbanit, » . . .	»	» 13, 260 (»)	» I, 44 (»)
4.	Blå astochit » . . .	»	» 13, 606 (»)	» II, 75 (1894)
5.	Grå astochit, » . . .	»	» 13, 606 (»)	» II, 75 (»)
6.	Adelit, Kittelgruvan, Nordmarken	»	» 13, 783 (»)	» I, 57 (1892)
7.	Adelit, Långban	»	» 13, 788 (»)	» I, 63 (»)
8.	Svabit, Harstigen	»	» 13, 791 (»)	» I, 50 (»)
9.	Pinakiolit (tavelformig)[3], Långban	»	—	—
10.	Pinakiolit (prismatisk)[3], Långban	»	—	—
11.	Arseniat, Långban (= Tilasit)	»	» 17, 292 (1895)	—
12.	Schefferitliknande mineral, Glakärnsgruvan	»	—	» II, 85 (1894)
13.	Manganvesuvian, Harstigen	»	» 17, 269 (1895)	—
14.	Svart Järnschefferit, Långban	»	» 14, 251 (1892)	» II, 81 (»)
15.	Humit, Kogruvan, Nordmarken	»	—	» II, 44 (»)
16.	Chondrodit, Kogruv., Nordmarken	»	—	» II, 47 (»)
17.	Klinohumit, Kogruv., Nordmarken	»	—	» II, 49 (»)
18.	Axinit, Nordmarken . . .	»	» 17, 279 (1895)	—
19.	Berzeliitliknande mineral (= Adelit), Jakobsberg . .	»	—	» I, 61 (1892)
20.	Berzeliitliknande mineral (= Svabit), Jakobsberg . .	»	—	» I, 54 (»)
21.	Berzeliitliknande mineral (= Mauzeliit), Jakobsberg	»	» 17, 316 (1895)	—
22.	Axinit, Nordmarken . . .	»	» 17, 279 (»)	—
23.	Svabit, Jakobsberg . . .	»	—	» I, 55 (»)
24.	Magnetit, Nordmarken . .	»	—	» II, 66 (1894)
25.	»Löllingit» (= Safflorit), Nordmarken	»	—	» II, 69 (»)
26.	»Boulangerit» (= meneghinit),[4] Hällefors	»	—	—
27.	Obekant mineral (Retzian), Mossgruvan, Nordmarken	»	» 19, 108 (1897)	» II, 55 (1894)
28.	Karyinit, Långban . . .	»	—	» II, 90 (»)
29.	Titanmineral, Routivare	»	» 15, 5 (1893)	
30.	Apofyllit, Taberg[3] . . .	»	—	—
31.	Vätska i Gips, Cianciana, Sicilien	»	» 15, 137 (»)	I, 278 (1893)
32.	Klinohumit, Nordmarken[3]	»	—	—

[1] G. F. F. = Geol. För. Förhandlingar.
Bull. = Bulletin of the Geol. Inst. of Upsala.
Arkiv = K. V. A., Arkiv för kemi etc.

[2] Analyser 1—35 ur SJÖGRENSKA Analysboken »Ny serie 1890— ».

[3] Antagligen opublicerad analys. (Tillägg av N. Zenzén)

[4] Tydl. orent material. Se Flink, Bidrag etc. 2, Arkiv, Bd 3, 1910, p. 19. Tillägg av N. Zenzén).

		Analyserad för	Publicerat i	
33.	Axinit, Dannemora	Hj. Sjögren	G. F. F.	**17**, 279 (1895)
34.	Tilasit, Mossgruvan, Nordmarken [1]	»		—
35.	Barylit, Långban [1]	»		—
36.	Humit, Nordmarken	»	Bull.	II, 45 (1894)
37.	Chondrodit, Nordmarken	»	»	II, 48 (»)
38.	Pyroaurit, Mossgruvan, Nordmarken	»	»	II, 62 (»)
39.	Natronberzeliit, Långban	»	»	II, 93 (»)
40.	Långbanit, Sjögruvan	»	»	II, 97 (»)
41.	Grön Vesuvian, Vaticha (1894)	»	G. F. F.	**17**, 271 (1895)
42.	Omvandlad chondrodit, Nordmarken	»	»	**17**, 296 (»)
43.	Omvandlad tremolit, Nordmarken	»	»	**17**, 302 (»)
44.	Omvandlad dolomit, Nordmarken	»	»	**17**, 303 (»)
45.	Copiapit, Falun	»	»	**17**, 308 (»)
46.	Botryogen, »	»	»	**17**, 311 (»)
47.	Manzeliit, Jakobsberg	»	»	**17**, 315 (»)
48.	Celsian, »	»	»	**17**, 581 (»)
49.	Kainosit, Kogruvan, Nordmarken	»	»	**19**, 57 (1897)
50.	Boulangerit, Sala	»	»	**19**, 155 (»)
51.	Periklasens matrix, Långban	»	»	**20**, 27 (1898)
52.	Epididymit, Lille Aröe	»	Bull.	IV, 228 (1899)
53.	Albit, » »	»	»	IV, 229 (»)
54.	Diaspor, » »	»	»	IV, 230 (»)
55.	Cordylit, Narsarsuk	G. Flink	Medd. om Grönl.	XXIV, 48 (»)
56.	Ancylit, »	»	» » »	XXIV, 54 (»)
57.	Tainiolit, »	»	» » »	XXIV, 119 (»)
58.	Lorenzenit, »	»	» » »	XXIV, 136 (»)
59.	Leucosphenit, »	»	» » »	XXIV, 144 (»)
60.	Chalcolamprit, »	»	» » »	XXIV, 164 (»)
61.	Endeiolit, »	»	» » »	XXIV, 169 (»)
62.	Apatit (Yttrium-apatit), »	»	» » »	XXIV, 174 (»)
63.	Synchysit, »	»	Bull.	V, 86 (1900)
64.	Slig från Sala	Hj. Sjögren	G. F. F.	**22**, 184 (»)
65.	Amalgam, » A	»	»	**22**, 188 (»)
66.	Amalgam, » B	»	»	**22**, 188 (»)
67.	Svavel i svartlera, Ortala Lund	E. Erdmann	»	**23**, 383 (1901)
68.	Pyrochroit, Långban	Hj. Sjögren	»	**27**, 38 (1905)
69.	Barysilit, »	»	»	**27**, 459 (»)
70.	Thalenit, Åskagen	»	»	**28**, 98 (1906)
71.	Sarkinit, Pajsberg	»	»	**28**, 405 (»)
72.	Ägirin, N. Kärr	A. E. Törnebohm	S.G.U. Ser. C. N:o	199, 18 (1906)
73.	Eudialyt, » »	»	» » »	» » (»)
74.	Katapleiit » »	»	» » »	» » (»)
75.	Nefelin » »			
76.	Natrolit » »	»	» » »	» » (»)
77.	Ljusblå amfibol » »	»	» » »	» 26 (»)
78.	Pektolit » »	»	» » »	» 28 (»)
79.	Nickeljärn (meteoriskt), Muonionalusta	A. G. Högbom	Bull.	IX, 236 (1909)
80.	Platynit, Falun	Riksmus. Min. avd.	Arkiv Bd 3, N:o	35, 6 (1910)
81.	Lillianit, Gladhammar	»	» » » »	» 11 (»)
82.	Meneghinit, Hällefors	»	» » » »	» 19 (»)
83.	Braunit, Spexeryd	»	» » » »	» 89 (»)
84.	Ankerit, Knollegruvan	»	» » » »	» 154 (»)
85.	Kobellit, Vena	»	» » » »	10 2 (1914)
86.	Pyroxen, Långban	» [2]	» » » »	» 209 (»)
87.	Vesuvian, Almunge	P. Quensel	Bull.	XII, 173 (1914)
88.	Apatit, Nordmarken	K. A. Grönwall	G. F. F.	**38**, 414 (1916)
89.	Nasonit, Långban	G. Aminoff	»	**38**, 476 (»)

[1] Antagligen opublicerad analys (Tillägg av N. Zenzén).
[2] Egentl. för Hj. Sjögren. (Tillägg av N. Zenzén.)

		Analyserad för	Publicerat i
90.	Högbomit, Ruoutevare	A. Gavelin	Bull. XV, 302 (1916)
91.	Katoptrit, Brattforsgruvan, Nordmarken	G. Flink	G. F. F. **39**, 437 (1917)
92.	Margarosanit, Långban	G. Flink	G. F. F. **39**, 445 (»)
93.	Barysilit, Jakobsberg	Riksmus. Min. avd.	Arkiv Bd 6, N:o 21, 14 (»)
94.	Trimerit, Jakobsberg	»	» » » » » 48 (»)
95.	Harstigit, Harstigen	»	» » » » » 51 (»)
96.	Diopsid ur eulysit fr. Gillinge .	J. Palmgren	Bull. XIV, 129 (»)
97.	Järnantophyllit, St. Utterviks Hage	»	» » , 134 (»)
98.	Svart Hornblende, Gillinge . . .	»	» » , 137 (»)
99.	Grünerit, Strömshult	»	» » , 142 (»)
100.	Kalifältspat, Gillinge	»	» » , 169 (»)
101.	Manganalmandin, St. Utterviks Hage	»	» » , 172 (»)
102.	Spessartin, St. Utterviks Hage .	»	» » , 172 (»)
103.	Sobralit, » » » .	»	» » , 174 (»)
104.	Sphenomanganit, Långban . . .	G. Flink	G. F. F. **41**, 355 (1919)
105.	Pyrobelonit, Långban	»	» **41**, 443 (»)
106.	Apatit, Gellivare Dundret, (partiell analys)	P. Geijer	» **41**, 59 (»)
107.	Bäckströmit	G. Aminoff	» **41**, 475 (»)
108.	Pyrochroit	»	» **41**, 475 (»)
109.	Armangit, Långban	»	» **42**, 306 (1920)
110.	Trigonit, »	G. Flink	» **42**, 444 (»)
111.	Dixenit, »	»	» **42**, 449 (»)
112.	Hornblende, Gillinge	J. Palmgren	Bull. XVIII, 41 (1921)
113.	Törnebohmit, Riddarhyttan . .	P. Geijer	S. G. U., Ser. C, N:o 304, 18 (»)

†

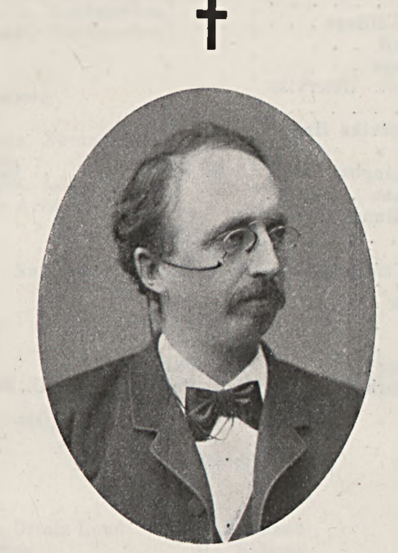


Foto 1886.

Eugène Svedmark.

Åter har en geolog av den äldre stammen gått ur tiden, förre statsgeologen, fil. doktor Lennart Eugène Svedmark, som den 27 januari avled i sitt hem i Stockholm, nära 75 år gammal.

Svedmark var född i Borås den 7 aug. 1847. Han genomgick läroverken i Borås och Skara 1856—1866, avlade maturitetsexamen i sistnämnda stad, blev student vid Uppsala universitet samma år, fil. kandidat 1873, fil. doktor 1875 och docent i mineralogi och geologi vid universitetet 1876. Här var han förordnad att under fyra terminer åren 1877—1880 uppehålla professuren i de nämnda ämnena. Före sin docenttid tjänstgjorde han som amanuens vid universitetets mineralogiska och geologiska samlingar, och under ett par år var han förste kurator vid Västgöta nation.

Vid Sveriges Geologiska Undersökning anställdes SVEDMARK 1877 såsom biträdande geolog, och förordnades från 1881 till geolog. Efter 31½ års tjänstgöring vid institutionen erhöll han, från och med utgången av år 1908, avsked med pension. Från 1901 var han riddare av Vasaorden.

Såsom tjänsteman vid S. G. U. har han, med biträde av flera eller färre s. k. extrageologer, i fältet utfört rekognoscerings- och kartläggningsarbetet inom områdena för åtta geologiska kartblad i skalan 1 : 50,000, inom Stockholms, Östergötlands och Kalmar län, samtin om bladen Fjällbacka och Oskarshamn i skalan 1 : 100,000 och bladet Varberg i skalan 1:200,000; vidare färdigställt kartbladen för tryckning och författat de tillhörande beskrivningarna. Förutom de egentliga bladundersökningarna har han även gjort geologiska resor inom andra delar av Sverige, såsom Dalarne, Hälsingland och Skåne, samt lämnat redogörelser för därvid gjorda iakttagelser. I Sveriges Geologiska Undersöknings publikationer har han, förutom kartbeskrivningarna, offentliggjort ett tjugutal avhandlingar och uppsatser av huvudsakligen petrografiskt och seismologiskt innehåll, såsom Halle- och Hunnebergs trapp (1878), Mikroskopisk undersökning av de vid Djupadal i Skåne förekommande basaltbergarterna (1883), Gabbron på Rådmansö och angränsande trakter av Roslagen (1885), Om uralitporfyren och hälleflintan vid Vaksala (1885), Meddelanden om jordstötar i Sverige, I—VI (1890—1902) m. fl. — Ett ändå större antal geologiska uppsatser och referat samt minnesteckningar (över avlidna ledamöter) har han publicerat i Geologiska Föreningens Förhandlingar.

SVEDMARKS arbete på tjänsterummet, vid sidan av kartarbetena m. m., utgjordes under många år, till en ganska avsevärd del, av mikroskopisk undersökning av bergartspreparat (slipprov) samt av den ständigt tillväxande preparatsamlingens ordnande, etikettering och katalogisering. Ehuru visserligen även flera andra av geologerna voro ganska hemmastadda med de mikroskopiska undersökningsmetoderna, och mera eller mindre sysslade därmed, ansågs dock SVEDMARK under åtskilliga år som institutionens mikroskopist ex officio, vilken skulle granska och bestämma eljest svårtydda bergartsvarieteter från såväl egna som andras kartgebit. Härför hade han också samlat erfarenhet genom geologiska resor och studier i utlandet, år 1875 såsom innehavare av ett riksstatens resestipendium, år 1877 på egen bekostnad. — Under den första resan besöktes de gamla vulkaniska områdena Siebengebirge, Eifel, Laachersee och Lahndalen, samt studerades de geologiska och minera-

logiska samlingarna i Bonn, Heidelberg, München, Berlin och Dresden, men största delen av tiden upptogs av mikroskopiska bergartsundersökningar vid universitetet i Leipzig under ledning av F. ZIRKEL, vilken jämte H. ROSENBUSCH i Strassburg var dåtidens mest ansedda kännare och utövare av den mikroskopiska undersökningsmetoden. Resan 1877 gällde Schweiz, huvudsakligen för studium av de schweiziska glaciärerna och från dem härledda avlagringar, varjämte ett kortare besök gjordes hos professor H. ROSENBUSCH i Strassburg för ytterligare mikroskopiskt-petrografiska studier.

Jämsides med sina åligganden som geolog ägnade SVEDMARK intresse och arbete åt Geologiska Föreningen. Ledamot av föreningen sedan 1876 var han åren 1884 t. o. m. 1902, alltså under 19 år, dess sekreterare, och hade sig i denna egenskap anförtrodt redigerandet och utgivandet av dess tidskrift, Geologiska Föreningens Förhandlingar. För år 1904 var han vald till ordförande, och 1905 till styrelseledamot. — Vid Föreningens sammankomster uppträdde S. ofta med föredrag och meddelanden i geologiska och petrografiska ämnen, och även sedan han avgått från sin geologbefattning och blivit pensionerad ($^{31}/_{12}$ 1908) bevistade han ganska regelbundet Föreningens sammankomster. — I tidskriften Ymer skrev S. vid mitten av 1880-talet flera uppsatser berörande de vulkaniska utbrotten m. m. i Sundasundet och vid Alaska o. s. v. Från 1909 var han redaktör och utgivare av »Sten och Cement», svensk tidskrift för praktisk geologi.

SVEDMARKS mångåriga och trägna sysslande å tjänsterummet med mikroskopering, vid såväl dagsljus som, under den mörkaste årstiden, även gasbelysning, ledde småningom till överansträngning, varigenom grunden lades till den ögonsjukdom varav han sedan blev lidande, och som småningom utvecklade sig till starr på båda ögonen. Fyra gånger nödgades han härför underkasta sig operativa ingrepp, sista gången hösten 1921. — Hösten 1917 yttrar han sig i ett till undertecknad ställt brev: »Mina ögon äro tämligen bra efter operationen i våras, så att jag kan läsa och skriva till husbehov». — Synförmågan avtog emellertid alltjämt; dock kunde S. ännu under förlidet år helt ensam, och mestadels till fots, göra besök i Geologiska Undersökningens nya lokaler vid Frescati. Då vid det senaste operativa ingreppet läkaren föreslog att, såsom varande lämpligast, helt och hållet borttaga det ena ögat, yttrade sig SVEDMARK, som alltifrån början hoppats på förbättring och fortfarande var förhoppningsfull, ungefär sålunda: »Åhnej doktorn, det gör vi inte ännu, jag blir kanske ändå småningom bättre». — Så blev dock

icke. Utvecklingen gick ej i den riktningen. Tvärtom. Sjukdomen hade framskridit för långt. — Härefter försvagades synförmågan efter hand till nära gränsen för blindhet, och krafterna voro mycket nedsatta; men ingen bland hans närmaste hade dock anat, att slutet skulle vara så nära, då livsgnistan på grund av hjärtförlamning slocknade, och vår vän sålunda befriades från den tunga prövning han så länge med tålamod och utan klagan burit. Nu är han borta, den stillsamme, anspråkslöse och välvillige mannen. Geologtiden och sina gamla kamrater behöll han intill det sista i gott minne. Att också Geologiska Föreningen ända in i de senare åren utövat en viss dragningskraft visas därav, att han upprepade gånger infann sig vid dennas sammankomster, och ännu så sent som 1916 där höll ett föredrag.

Lyckligt gift sedan 40 år tillbaka sörjes den bortgångne närmast av maka, född LINDMAN, tre döttrar och två söner.

Frid!

Edvard Erdmann.

---

†



Albert Blomberg.

Knappast mer än en månad hade förgått, sedan en av Sveriges Geologiska Undersöknings äldre f. d. tjänstemän — statsgeologen d:r E. Svedmark — lämnade det jordiska, då budet om ett nytt dödsfall inom samma kamratkrets nådde oss. Förre statsgeologen fil. doktor Karl Albert Blomberg avled nämligen den 10 mars å Stockholms sjukhem, där han sedan tre veckor vårdats, nära 78 år gammal.

Blomberg var född i Hardemo socken av Örebro län d. 16 juli 1844, blev student i Uppsala 1863, fil. kandidat 1870 och fil. doktor 1872. Vid innevarande års promotion i Uppsala skulle han alltså, om han levat, hava mottagit jubeldoktorskransen. — Åren 1870—1874 verkade Blomberg som extra lärare vid läroverk i Stockholm, men tillika tjänstgjorde han under sommarmånaderna 1872—1874 som rekognoscör, s. k. extrageolog, vid Sveriges Geologiska Undersöknings fältarbeten. Våren 1875 blev han biträ-

dande geolog och från och med 1878 geolog vid institutionen. I sistnämnda egenskap, sedermera med titeln statsgeolog, tjänstgjorde han till 1911, då han erhöll avsked med pension. Från 1896 var han riddare av Vasaorden.

Under sin 36 år långa tjänstgöring vid Sveriges Geologiska Undersökning har Blomberg, biträdd av flera eller färre extrageologer, utfört undersökningen och kartläggningen av ett ovanligt stort antal geologiska kartbladsområden inom flera av södra Sveriges landskap, nämligen bladen i skalan 1 : 50,000 Öregrund (med 3 biträden), Alunda (m. 2 bitr.), Glimåkra (m. 6 bitr.), Vittsjö (m. 2 bitr.), Medevi (jämte E. Erdmann och 2 biträden), Loka (m. 3 bitr.), Kristinehamn (m. 2 bitr.), Skagersholm (m. 1 bitr.), Vadstena (m. 1 bitr.), Hjo (med 1 bitr.), Boxholm (m. 5 bitr.) och Linköping (m. 2 bitr.), samt dessutom reviderat bladen Penningby, Björneborg och Gällö. — I skalan 1 : 100,000 har rekognoscerats bladet Göteborg (m. 2 bitr.), och i skalan 1: 200,000 bladen Nissafors (m. 3 bitr.), Särö (m. 1 bitr.) och Kungsbacka (m. 4 bitr.), varjämte bladet Ölmestad reviderats. Beskrivningarna till alla dessa kartblad äro författade av Blomberg. — Han har också deltagit i den geologiska undersökningen av Blekinge län under 1890-talet (jämte 3 andra geologer och 8 extra biträden), ävensom i de s. k. bergslagsundersökningarna inom de malmförande trakterna i norra delen av Örebro län, vilka med bidrag av Järnkontoret pågingo åren 1872—1882; vidare jämte A. Lindström utfört praktiskt-geologiska undersökningar i Härjedalen och Jämtland, på 1870-talet, samt inom Gävleborgs län åren 1889—1893.

I Geol. Undersökningens publikationer har Blomberg utgivit följande arbeten: Om malmförekomster vid översta Ljusnan och Ljungan. I »Prakt. Geologiska undersökningar inom Härjedalen och Jämtland», S. G. U. Ser. C. N:r 32, 1879. — Anteckningar från en i praktiskt syfte företagen geol. resa i Västerbottens län, S. G. U. Ser. C. N:r 123, 1892. — Prakt. geol. undersökningar inom Gävleborgs län, S. G. U. Ser. C. N:r 152, 1895. — Geologisk beskrivning över Blekinge län, S. G. U. Ser. Ca, N:r 1. 1900. — Geologisk beskrivning över Närke och Karlskoga bergslag samt Fellingsbro härad (jämte G. Holm). S. G. U. Ser. Ca, N:r 2, 1902. — Blombergs akad. gradualavhandling 1872 hade titeln Om hybridbildning hos de fanerogama växterna. — I Läsning för Folket har han skrivit följande uppsatser: Kortfattad framställning om uppkomsten av Sveriges viktigare jordslag samt deras allmännaste egenskaper. Bd. 16. H. 2, 1884. — Om det organiska livet

under olika skeden av jordens utveckling. Bd. 17. H. 1, 1885. — Om de svenska moss- och torvbildningarna, deras utbredning och användbarhet. Bd. 18. H. 1. 1886.

Av Geologiska Föreningen var Blomberg ledamot sedan 1874 och kvarstod såsom sådan till sin död; åren 1883 och 1884 var han av Föreningen utsedd till revisor. Personregistret till banden VI—X (årg. 1882—1888) av Geol. Fören:s Förhandlingar är upprättat av honom.

Blomberg, som var ogift, hade sina kanske flesta vänner och bekanta utanför den intimare geologkretsen, och särskilt inom Stora Sällskapet, där han under en lång följd av år intog sina middagsmåltider och tillbringade sina lediga aftnar. Under de senare åren när ålderdomen började giva sig alltmer till känna, blevo besöken på Sällskapet allt sällsyntare, och han tillbragte då sina dagar stilla och förnöjsamt i sitt anspråkslösa ungkarlshem på Östermalm. Vid ett besök, som undertecknad i början av februari gjorde hos sin gamle kamrat därstädes, gåvo sig visserligen flera ålderdomssymton tillkänna, men att slutet skulle vara så nära kunde man ej ana. På Stockholms sjukhem, dit han någon vecka senare förflyttades, avtogo livsförmögenheterna och krafterna ganska hastigt, och sist tillstötte lunginflammation.

Vile han i frid!

Edvard Erdmann.

Notis.

Förteckning på Stockholms Högskolas samling av nya eller ofullständigt beskrivna mineral från Långban. (forts.)[1]

Upprättad av

GUSTAV FLINK.

Trots depressionstiden har gruvverksamheten vid Långban fortgått ytterligare ett år sedan den lista tillkom, som här skall fortsättas. Hurudant resultatet av denna verksamhet varit såsom ekonomiskt företag lämnas därhän — i ett avseende har det varit lysande, nämligen beträffande utbytet av för vetenskapen viktiga mineral. Kunde vid denna listas startande det betecknas som ett rekord, att 87 okända mineral vid samma gruvor uppmärksammats under en tid av 4—5 år, så må väl det nu uppnådda resultatet i än högre grad förtjäna att betraktas som ett sådant, då det omkring tredubbelt överträffar det förra. Det arbetsrum i Långbansgruvorna, som under 1921 och närmast förut gett det rikaste mineralutbytet, var »Hindenburg». Där anträffades trimerit och hedyfan av förut obekant kvalitet samt en mängd andra, mindre ansenliga nyheter. I denna högeligen givande ort avbröts verksamheten mot slutet av förra året för att möjligen vid tillfälle åter upptas, och är det antagligt, att där ännu kunna göras viktiga fynd. Däremot äro två nya orter öppnade under senare tiden, nämligen »Rämsorten» och »Irland». Den förra är huvudsakligen karaktäriserad genom förekomsten av kentrolit, visserligen som relativt små kristaller, vilka dock förekomma ganska rikligt, jämte andra ovanliga saker. Den senare orten är dock vida viktigare. De för densamma kännetecknade huvudmineralen äro: pyroaurit, tilasit och dixenit. Tilasiten, som varit ytterligt sällsynt, finnes här ganska rikligt som kristaller, vilka även kvalitativt vida överträffa allt som förut funnits av detta mineral. Dixenitmaterialet är av helt annan beskaffenhet än originalmaterialet, vilket härstammade från »Hindenburg» och bestod av blott bladiga massor. Det nya materialet från »Irland» bildar mest rätt ansenliga, »kottlika» aggregat av små kristaller, med vilka pyroaurittavlor ofta äro sammanväxta i regelmässig orientering. Även dixenitkristaller, som tydligen ägna sig för vinkelbestämningar, äro funna i den nya arbetsorten. De båda orterna, vilka dixeniten sålunda anträffats, äro omkring 50 meter avlägsna från varandra och åtskiljas av ofyndig dolomit.

[1] Jämför dessa Förhandl. Bd. 43, sid. 195, (1921).

Den förut meddelade listan slutade med n:o 87, varefter här fortsättningen följer. De tillgängliga kvantiteterna av de särskilda mineralen betecknas, såsom förut med *a*, när god tillgång finnes, så att fullständig undersökning kan äga rum, med *b*, när fullständig undersökning med viss försikhet sannolikt kan ske och med *c*, när endast mikroskopiska bestämningar och mikroreaktioner synas kunna företagas. Till förekommande av missförstånd sättes nu kvantitetsbokstaven efter den korta karaktäristiken.

N:o 88. Därbt, rödbrunt, rutilartat, bildande körtel i dolomit med gul omvandlingsprodukt och magnetit. *b*(?)

89. Små, porslinsvita, hexagonala prismor, apatitliknande, tillsammans med vita taggiga sfäroliter och tungspat. *c*.

90. Vattenklar, streckad, margarosanit- eller brandtitliknande kristallstängel, i samma omgivning som föregående. *c*.

91. Ytterligt tunna, små, bruna kristalltavlor, erinrande om brokit, tills. m. hedyfankristaller på finkornig järnglans och schefferit. *c*.

92. Vattenklara, tungspatliknande kristalltavlor med hårdhet ungef. 6. I samma omgivning som föregående. (*b*?)

93. Något större och tjockare tavlor, erinrande om tungspat, men med andra vinkelvärden i en röd, berzeliitartad substans, som likaledes bör undersökas, på småkornig hausmannit. *b*(?)

94. Brun ofullkomlig kristall i gul berzeliit med tungspat på dolomit och hausmannit. *b*.

95. Mörkbruna, stundom nästan kubliknande kristaller, stundom med mer komplicerad begränsning, tills. m. grå richterit, hedyfan och följande. *b*.

96. Smärre hår- eller gulbruna, spetsigt romboedriska(?) kristaller, jämte ett svart långbanitliknande mineral, i småkornig järnglans och schefferit. *c*.

97. Starkt glänsande, järnsvarta kristaller, tetraedriska, erinrande om zinkblände, tills. m. trimerit och berzeliit, i kalkspat på kornig hausmannit *c*.

98. Mycket små, järnsvarta, glänsande kristaller, erinrande om braunit, tills. m. orangegul berzeliit och tungspat, på kornig hausmannit. *c*.

99. Derbt eller otydligt stängligt, grått, fettglänsande mineral, ganska likt 77, men mindre glänsande i brottet, på dolomit med serpentinränder. *a*.

100. Hartsbruna kristallfragment med mussligt brott. Kristallerna synas vara tavelformiga med starkt glänsande plan, inväxta i samma röda berzeliit som vid 93 och samma association i övrigt. *b*.

101. Pinakiolitlikt, men med hornbländevinklar i längdzonen, regelmässig ändbegränsning saknas, med magnetit, schefferit och tungspat i dolomit, Rämsorten. *a*.

102. Tungspatliknande i otydliga bladiga partier, fältspathårdhet(?), med grått, hedyfanlikt mineral, i kornig järnglans. *b*.

103. Ytterligt små ljust brunröda kristaller, på småvårtig krusta av ljusrött Mn.-karbonat, på dolomit m. berzeliit och hausmannit. *c*.

N:o 104. Järnsvarta kristaller, synbarligen lika med Bäckströmitens, men mycket hårda och utan klyvbarhet, tills. m. pyroaurit av »nordmarkstyp», på kalkspat. *c.*

105. Trimerit. Huruvida det som trimerit ansedda mineralet från Långban är identiskt med originalmaterialet från Harstigen är icke avgjort; — förekommer i åtminstone tre olika typer, väl kristalliserat. *a.*

106. Serpentinartade pseudomorfoser(?), ljust grå, erinrande om kondrodit, med glänsande ytor, förekommer tills. m. föregående. *c.*

107. Thaumasitaktiga kristaller i mörkgrå, kloritartad skölbildning eller i tungspat, tills. m. trimerit på väl ett 20-tal skärvor, men blott några få eller e n kristall på varje. *b.*

108. En grå schefferitartad kristall, inbäddad i magnetit och tät, brun schefferitmassa, erinrar om 17. *c.*

109. Större hartsbrun, ofullständig kristall jämte mindre korn av samma art, erinrar något om karyinit, förekommer tills.m. berzeliit, richterit, manganofyll och storspatig, rosenröd kalkspat. b.

110. Hedyfan, utmärkt väl kristalliserad i olika typer, är kristallografiskt undersökt, men bör analyseras. *a.*

Ovanstående 23 nummer, utom n:o 101, från Hindenburg.

111. Gul pyroxenart i vackra kristaller, sannoligt besläktad med 63, men rätt olik denna. *a.*

112. Brungul kloritart, ofta i masklikt krökta gestalter, med glimmerartad klyvbarhet vinkelrätt mot längdriktningen, synes övergå i följande. *a.*

113. Som föregående, men metalliskt tennvit på klyvytorna, eljest svart. Individerna mest större än föregående, med vilka den i övrigt mycket överensstämmer. *a.* [De tre sistnämnda från Rämsorten.]

114. Blekgröna oktaedrar, fluspatliknande, men troligast något annat, med kalkspat fyllda håligheter i blodsten, tills. m. de båda följande från Irland. *b.*

115. Otydligt stängligt-bladigt, färglöst, men tyckes omvandlas i likhet med pyrokroit. *a.*

116. Små tavelformiga, färglösa kristaller, erinrande om tungspat, men väsentligt olik denna. *c.*

117. Små, vita eller ljusgrå, taggiga kulor, ofta tills. m välutbildade allaktitkristaller, 88 och 89, på hausmannitmalm, Hindenburg. *a.*

118. Tavelformig kristall, som erinrar dels om hedyfan, dels om trimerit, nästan klar och färglös eller något gulaktig. Hindenburg. *b.*

119. Större gyttringar av mörkröda eller bruna kristaller i hålrum. tills. m. spetsiga kalkspatskristaller och spår av pyroaurit. Irland. *b.*

120. Utmärkt fina, vattenklara kristaller, som likna tungspat eller tilasit, sitta svåråtkomliga i kalkspat på blodsten. Irland. *b.*

121. Vaxgula, något tillrundade kristaller, oktaedrar(?) i kornig kalk, tills. m. kentrolit, Rämsorten. *b.*

122. Mörkbrunt hornblände, tydligen ett mellanled mellan vanligt hornblände och richterit, goda kristaller i en rand av kornig kalk. *a.*

N:o 123. Färglöst, vattenklart mineral med nästan glimmerlik klyvbarhet och pärlemorglans på klyvytorna tills. m. korn av hedyfan och ganomalit(?), i kornig kalk. *b.*

124. Gul kristall, liknande 21, men mörkare, anväxt på blodsten. *c.*

125. Tilasit, ny typ, i goda kristaller, tills. m. pyroaurit och följande. *a.*

126. Dixenit och pyroaurit i parallellsammanväxning, även bestämbara kristaller av dixenit, liksom de två föregående från Irland. *a.*

127. Färglösa tvillingkristaller tills. m. 28 och 29, från Hindenburg. *b.*

128. Klart, svagt grönaktigt mineral med glimmerartad klyvbarhet, tills. m. koppar och bly i dolomit med små glimmerfjäll. Rämsorten. *b.*

129. Minimala, emaljvita, hexagonala kristalltavlor, tills. m. tungspat och 28. Hindenburg. *c.*

130. Brunt, hartsliknande mineral i skålla kring linsformigt avsöndrat skarnstycke. *b.*

131. Gulbrunt, väl kristallerat pyroxenmineral i kalkspat på järnglansblandat skarn. *b.*

132. Brungula, kubiska kristaller med (sekundär) avsöndring efter ytbegränsningen med ljusgul berzeliit. Hindenburg. *c.*

133. Brungula, tungspatliknande kristaller, tills. m 79 och pyrokroit. Japan? *b.*

134. Ekdemitartat, livligt gult, avsöndrat i plattor, ej likt 39 och även i annan omgivning, med järnglanstavlor, trimerit m. m. Hindenburg. *b.*

135. Färglösa, matta tvillingkristaller, monoklina, med pyroaurit, allaktit m. m. Irland. *b*?

136. Gröngul kristall, något erinrande om tilasit, dock väsentligt olik denna, med pyroaurit, Irland. *c.*

137. Orangegult, berzeliitartat mineral, dock starkt blyhaltigt, med kentrolit och 121, Rämsorten. *b.*

138. Livligt citrongula, rombdodekaedriska kristaller, med kentrolit, Rämsorten. *c.*

139. Grå, atopitartade kristaller i hedyfan och i samma omgivning som 12, Hindenburg. *c.*

Här har sålunda under cirka ett år tillkommit ytterligare 52 olika mineral, vilka icke kunnat omedelbart identifieras. Visserligen äro några av dem här uppförda under kända namn, såsom hedyfan, trimerit, dixenit o. s. v. men även dessa äro så avvikande från vad som förut är känt under de resp. namnen, att en undersökning även för dem är påkallad varigenom ju ock en allsidigare kännedom om dessa mineral skulle vinnas. Genom den sålunda fastställda ökningen av mineralspecies från vår fyndort framgår ytterligare det berättigade i åsikten som förut uttalats, att d e n n a f y n d o r t ä r d e n m e s t g i v a n d e s o m ä r o c h m å h ä n d a n å g o n s i n v a r i t k ä n d. Att detta så påtagligt kunnat påvisas beror i första rummet därpå att, såsom förut framhållits, en så framstående samlare finnes på platsen. De allra flesta av de nya sakerna voro av honom redan iakttagna innan materialet överläts åt mig. Det är då endast en enkel gärd av rättvisa, att denne vaksamme iakttagares namn fästes vid något av de många i

dagen komna mineral, vilka av honom räddats från att obemärkt återgå i det tysta.

Måtte nu också den analytiker framträda som åtminstone i någon mån kan ersätta den oerhörda förlust den svenska mineralogien lidit genom Dr. MAUZELII bortgång!

Några bidrag till Yxsjö gruvors mineralogi.

Av

NILS ZENZÉN.

Kristaller av oligoklas.

I anslutning till vad G. LINDROTH nyligen i sin avhandling rörande Yxsjöfältet (G. F. F., Bd 44, 1922, pp. 19—123) nämnt om plagioklasen i skarn och kalksten därstädes, skulle jag vilja meddela följande.

Vid ett besök vid Yxsjö gruvor sommaren 1921 samlade jag bland varp, som uppgavs härstamma från Nävergruvan, bl. a. några stuffer av mestadels grovspatig kalkspatmassa, i vilken i m. l. m. riklig mängd voro invuxna relativt stora individ av en vitgrå — rödaktig plagioklas. I allmänhet voro dessa ansamlade till ränder, vilka tyckas bestå enbart av detta mineral, här och där dock med en ringa inblandning av epidot. Plagioklasindividen vid rändernas gräns mot kalkspatmassan visa regelbundet kristallbegränsning, men sällan äro dock dessa kristaller runt om utbildade på grund av hopväxningen med andra individ.

De efter utlösning av kalkspaten erhållna kristallerna, vilka någon gång uppnå mer än 2 cm. storlek, men vanligen äro mindre än 1 cm., ha sin habitus bestämd av ytorna l(110), T(1$\bar{1}$0) och x(10$\bar{1}$), vilka äro de övervägande, varjämte även P(001) och M(010) mer underordnat uppträda. Någon gång synas kristallerna vara utdragna efter vertikalaxeln, ibland äro de isometriska, men i regeln tyckas de dock ha en tydlig tendens till sträckning efter b-axeln. Verklig periklinhabitus är likväl icke för handen, i det att ju bl. a. basis är så svagt utvecklad.

Plagioklasen från Yxsjö bildar, såsom man redan makroskopiskt kan iakttaga, ofta karlsbadertvillingar. En kontrollmätning av vinkeln mellan genomgångarna efter P i en sådan tvilling gav till resultat 126° 30' (ber. värdet = c:a 127°). I ett slipprov har jag kunnat konstatera, att dessutom även bavenotvillingar förekomma. Albitlamellering är sällsynt och förekommer endast inom smärre fläckar i plagioklasindividerna; periklinlamellering synes däremot vara allmännare, men kan även den saknas.

I ett snitt ungefär $\perp$ P och M och visande ett endast obetydligt snett utträde av den negativa bissektrisen bestämdes på klar plagioklassubstans utsläckningen α': tracen av M = —5°, vilket enligt BECKE'ska diagrammet motsvarar en sammansättning av $Ab_{83}An_{17}$. Detta resultat överensstämmer på det allra närmaste med det, vartill GEIJER förut kommit beträffande

plagioklasen i skarnet vid Yxsjö, nämligen $Ab_{85}An_{15}$[1]. Jag vill tillägga, att en helt svag zonalstruktur hos denna klara oligoklassubstans ibland är skönjbar, men skillnaden i sammansättning är likvist uppenbarligen högst obetydlig.

Till en mycket stor del är plagioklasen dock ej klar, utan i stället fullproppad med små sericitfjäll, i överensstämmelse med vad LINDROTH anfört (l. c., p. 80). Den omvandling, som härvidlag ägt rum, har tydligen ofta följt strukturlinjerna, d. v. s. den ursprungliga zonalstrukturen, delvis även den ibland förefintliga tvillinglamelleringen. För utsläckningen hos denna av sericitfjäll fullproppade plagioklassubstans har jag i ovannämnda snitt ⊥ P och M funnit ett värde av c:a — 17,5°, vilket visserligen på grund av förhållandena måst bliva något approximativt, men dock torde vara tillräckligt noggrant för att kunna sägas vara bevisande för att *ren albit* här föreligger. Detta står dock ej alls i överensstämmelse med det resultat, vartill LINDROTH i motsvarande fall kommit: han anför i stället en plagioklassammansättning av $Ab_{66}An_{34}$—$Ab_{63}An_{37}$ (l. c., p. 80). Den av honom till stöd härför åberopade maximala utsläckningsvinkeln i snitt ⊥ (010) bestämmer ju emellertid inom ifrågavarande gebiet icke plagioklasen entydigt, utan lämnar den möjligheten öppen, att i stället en plagioklas av väsentligt olika sammansättning kan föreligga (i detta fall *albit*). Jag har därför icke kunnat värja mig för den misstanken, att det kanske varit fråga om albit även i det av LINDROTH avsedda fallet?

Kristaller av mikroklinpertit.

LINDROTH omnämner (l. c., p. 97 ff.) den särskilt i Kvarnåsgruvans amfibolskarn vanliga mikroklinen och framhåller, att den blåvioletta flusspaten m. m. fyller rummen mellan de icke sällan idiomorft begränsade mikroklinindividerna. I detta sammanhang synes det mig vara lämpligt att påminna om de av G. FLINK tidigare beskrivna[2] baveno- och manebachertvillingkristallerna — mestadels bavenofyrlingar — av mikroklinpertit från Yxsjö. För dessa kristaller, som skänkts år 1889 av O. GUMELIUS, finnes ej angivet från vilken gruva inom fältet de härstamma. Visserligen är allra största delen av den kristallerna ännu vidhäftande flusspat, vari de ursprungligen varit invuxna, ej violett, utan vingul, men vid närmare efterseende har jag dock funnit ett par små violetta partier av detta mineral, varför väl även dessa mikroklinkristaller gott kunna förmodas vara från Kvarnåsgruvan.

Till historiken rörande flusspaten från Yxsjö.

I de båda senare upplagorna (1826 och 1843) av HISINGER's »Mineralgeografi», resp. »Handbok för mineraloger under resor i Sverige» uppgives att flusspaten från Yxsjö bl. a. karakteriseras av en relativt stor lättsmältbarhet för blåsrör, ett förhållande, som ej återfinnes hos andra flusspater. Om vi välja framställningen i ovannämnda arbete av år 1843, läsa vi sålunda där följande (l. c., p. 43):

---

[1] S. G. U., Ser C. N:o 275, p. 241.

[2] K. V. A., Arkiv f. Kemi, Bd 5, N:o 10, 1914, p. 98.

». . . . . en hvitgrå, halfklar, tät Flusspat, som uppvärmd ej fosforescerar och icke dekrepiterar, men för blåsröret är lättsmält till hvit emalj, hvilken med liten kokning och små utväxter, fosforescerar.»

Det synes ha varit år 1815, som HISINGER prövat Yxsjö-flusspaten på dessa dess blåsrörsförhållanden, om vilka han tydligen i brev lämnat BERZELIUS meddelande. I sitt svar till HISINGER av den 9 okt. 1815 uttalar sig BERZELIUS härom på följande sätt:[1]

»Hvad Yxsiö hvita flusspat beträffar, så måste Tit. gripa sig an dermed, den är visst ingen flusspat i ordets egentliga bemerkelse; utan är säkert et dubbelsalt. Af det Tit. i sitt bref anförer rörande dess förhållande för blåsröret, låter det gissa sig at den kan vara dubbelsalt af flusspat och gips af samma art med det, som bildas för blåsröret af dessa salters hopsmältning, hvilken icke vore möjlig, utan at et sådant dubbelsalt af dem kunde formeras. Det är ganska troligt at det gifves fluosulphater lika väl som fluoborater, och denna flusspat kan draga med sig en lång kedja af uptäckter.»

Med anledning av BERZELIUS' här ovan citerade uttalande frågade mig professor H. G. SÖDERBAUM för ett år sedan (1921), huru det egentligen förhöll sig med Yxsjö-flusspaten, och detta föranledde mig att underkasta denna en närmare prövning i vissa hänseenden.

På material, som under mikroskopet visade sig fritt från inneslutningar, taget från en stuff av det vita och såsom flusspat ansedda mineralet från Yxsjö, bestämde jag sålunda:

a) att mineralet verkligen är fullkomligt isotropt;
b) att det har samma brytningsindex som säker flusspat från Macomb (immersionsmetoden);
c) att det ifråga om (svår)smältbarhet för blåsröret förhåller sig fullt likartat med nyssnämnda flusspat från Macomb;
d) att det dekrepiterar för blåsrör, om ock tämligen svagt och svagare än flusspaten från Macomb;
e) att det — i likhet med flusspaten från Macomb — i blandning med gips är synnerligen lättsmält för blåsröret.

Det ovan anförda torde vara tillräckligt för att visa, att det vid Yxsjö förefinnes flusspat, som i intet avseende skiljer sig från vanlig sådan. Emellertid är det också tydligt, att BERZELIUS måste ha haft rätt i sitt påpekande såtillvida, att det åtminstone icke kan ha varit någon *ren* flusspat, som HISINGER undersökt. För BERZELIUS låg det givetvis närmast till hands att tänka på inblandning av gips i någon form,[2] men med vår nuvarande kännedom om Yxsjöfältet och dess mineral synes det nog ojämförligt sannolikare, att det i stället varit scheelit, vilket minerals förekomst vid Yxsjö ju icke var bekant på BERZELIUS' och HISINGER'S tid. Såsom LINDROTH mycket starkt poängterat i sin avhandling, är ju scheeliten vid Yxsjö ytterst intimt associerad med flusspaten därstädes, och dessutom är den nog ibland icke så alldeles lätt att med blotta ögat skilja från den senare, även när den förekommer i makroskopiskt urskiljbara korn.

---

[1] JAC. BERZELIUS' brev, IV: 1, 1921, p. 44.

[2] Jfr hans ingående behandling i »Om Blåsrörets Användande», Stockholm 1820, pp. 55—66, av det redan då sedan gammalt välbekanta förhållandet, att gips och flusspat bilda en mycket lättsmält blandning.

Ren scheelit kan det emellertid ej ha varit. som HISINGER kommit att undersöka. Såsom jag förvissat mig om, är scheeliten från Yxsjö lika svårsmält för blåsrör som den rena flusspaten. Däremot har det visat sig, att man utan större svårighet kan få en blandning av flusspat och litet scheelit (båda från Yxsjö) att smälta för blåsrör till en vitaktig emaljkula, i likhet med den av HISINGER undersökta flusspaten.

Den förmodan, som jag här framställt, att denna varit förorenad av scheelit, synes mig sålunda ha en ganska stor sannolikhet för sig. Det skulle ha varit intressant, om det funnits möjligheter att eventuellt få en mera direkt bekräftelse härpå, men tyvärr har jag hittills icke kunnat finna någon enda såsom flusspat från Yxsjö etiketterad stuff bland de HISINGERska samlingarna.

Till slut kan rörande flusspaten från Yxsjö tilläggas, att mineralogerna torde ha fått sin uppmärksamhet fäst på densamma åtskilligt tidigare än år 1747, det år, då DANIEL TILAS' av LINDROTH citerade relation om bl. a. Yxsjöfältet skrevs.[1] Sålunda synes det knappast kunna betvivlas, att de »täte pellucide (spater) utan kanter» från »Yxsiö i nya Kopparberg», som TILAS i tryck omnämnt redan år 1738,[2] måste ha varit flusspat. För övrigt torde väl detsamma få antagas gälla även om den »Gypsum Pellucidum aqveum . . . Agas. Neric. Yxio.», som LINNÉ upptagit i sin »Pluto Svecicus»[3] av år 1734.

Järnspat och Hisingerit.

År 1897 emottog Riksmuseet från nuvarande gruvingenjören i Sulitjelma, dåvarande ingenjören vid Yxsjö gruvor, FREDRIK CARLSON ett större stycke av järnspat med bl. a. Hisingerit från Rävgropen därstädes. Angående fyndet av denna järnspat, som av allt att döma hör till den primära mineralassociationen vid fyndigheten och som tyckes vara en motsvarighet till de skarnet och malmerna på andra ställen inom Yxsjöfältet åtföljande grovspatiga kalkspatmassorna, meddelade ing. CARLSON följande:

»Vid de försöksarbeten, som innevarande år gjorts här, men som nu blifvit instälda, påträffades en gång tillsammans med kopparmalmen en större klump af jernspat (c:a 100 kg.)»

Genom begynnande omvandling är järnspaten rätt starkt brunfärgad. I huvudsak får massan betecknas såsom grovspatig, och det största av järnspatindividerna visar en spaltyta med en dimension av c:a 5 cm. Stora partier av järnspatmassan ha tydligen varit ganska rena. På sina ställen ser man dock ungefär 1/2 cm. stora, idiomorfa scheelitkristaller jämte litet kiser inbäddade. På särskilt ena sidan av blocket uppträda hornblände, delvis violettaktig flusspat, talrika scheelitkristaller, något kopparkis samt åtskilligt svavelkis jämte kanske ur magnetkis framgången Hisingerit.

---

[1] För läsarna av LINDROTHS viktiga och intressanta arbete kan det kanske förtjäna påpekas, att det på ett par ställen (l. c., p. 22 och 75) efter TILAS citerade uttrycket »svart bländahalyt hornberg» endast är tryckfel hos LINDROTH för »svart bländaktigt hornberg».

[2] DANIEL TILAS, En Bergsmans Rön och Försök i Mineral Riket, Åbo 1738, p. 28.

[3] LINNÉ's Pluto Svecicus och Beskrifning öfwer Stenriket, utgifvna af CARL BENEDICKS, Uppsala 1907, p. 13.

Järnspaten har en sp. v. av 3,79. En kvalitativ analys visade, att den utgöres av ganska rent järnkarbonat, tillsammans med vilket endast ringa mängder av mangan-, kalcium- och magnesiumkarbonat ingå.

Hisingeriten har jordartat brott, starkt glänsande spjälkningsytor, smälter i tång för blåsrör och ger i kolv vid upphettning rätt rikligt vatten. Vid behandling med HCl utlöses rikligt järn under kvarlämnande av kiselsyra i de ursprungliga fragmentens form. Lösningen med HCl ger vid behandling med H_2S ej spår av koppar. Med soda och salpeter erhålles ej heller någon tydlig manganreaktion.

Gedigen koppar, malakit, azurit, m. m.

För fullständigande av minerallistan över Yxsjö kan till slut dels påminnas om den i t. ex. HISINGER's »Handbok för mineraloger», p. 43, förekommande uppgiften om att litet gedigen koppar någon gång skall ha påträffats därstädes, dels omnämnas, att ett par små stuffer av én vittrad breccia med brottstycken av kalksten, vilka prof härröra ur DANIEL TILAS' samling och äro etiketterade Yxsjö gruvor, äro starkt färgade av malakit, spår av azurit, och rikliga mängder limonitartade produkter.

Riksmuseets Mineralogiska avdelning, Stockholm, mars 1922.

Några ord angående förläggningen av L. G. i de av transgression ej drabbade delarna av det baltiska området samt angående tidpunkten för Litorinahavets inträde.

Av

UNO SUNDELIN.

Eftersom Red. av G. F. F. icke önskar en förlängning av d:r HALDENS och mitt lilla meningsutbyte, i vad det rör mer speciella frågor, nödgas jag avstå från ett besvarande av d:r HALDENS senaste inlägg. Red. har emellertid benäget lämnat mig tillfälle att få säga ännu några ord rörande de i rubriken här ovan angivna frågorna, som äro av större räckvidd och med hänsyn till kommande forskningar på området torde kräva en ytterligare klarläggning.

Även om man skulle lyckas uppleta varenda *Mastogloia*-individ, som inbäddats i våra nordsvenska baltiska sediment, har man därmed ändå icke bestämt L. G., om man definierar denna så som HALDEN i anslutning till FRITZ JONSSON gjort.[1] Att söka bestämma den med ledning av *Mastogloia*-

[1] »L. G. är inom ett visst område den i nutiden högst belägna nivå till vilken Baltikum nått, räknat från den tidpunkt, då dess vattenyta till följd av den postglaciala landsänkningen bragtes i nivå med Atlanten, sålunda oavsett huruvida vattnet i Baltikum vid denna sin maximinivå var sött, bräckt eller salt samt oavsett huruvida denna högsta nivå uppnåtts tidigare (såsom i norra och mellersta Baltikum, där ingen säker sänkning konstaterats) eller senare (såsom i södra Baltikum, där ifrågavarande strandlinje nåddes vid sänkningens maximum)» — HALDEN G. F. F. 1921 s. 428.

arterna eller brackvattensorganismer över huvud är ett jagande efter ett ouppnåeligt ideal, eftersom gränsen ifråga utan tvivel ligger högre — ovisst huru mycket — än de högst belägna spåren efter bräckt vatten. Detta torde ej av någon förnekas. Det kan emellertid med rätta sägas, att den mastogloiagräns, man till äventyrs kan bestämma, i vart fall ligger närmare den av HALDEN och FRITZ JONSSON teoretiskt formulerade L. G., än den av mig o. a. med L. G. identifierade clypeusgränsen.

Härmed äro vi emellertid vid frågan, huruvida den Jonsson—Haldenska definitionen av L. G. och L-hav är den lämpligaste. I N. Sverige är denna ideala L. G. endast en fiktion, som icke existerar i verkligheten. Man har ju anledning förmoda, att Balticums vatten här successivt sjunkit även vid övergången mellan ancylus- och litorinastadierna, och både före och efter passerandet av nyssnämnda ideala och imaginära L. G. har det ägt samma färskvattenskaraktär.

Härtill sällar sig nu den fara, som svävar över den ifrågavarande definitionen, i händelse Ancylussjön, som nyss åter i denna publikation gjorts gällande, befunnit sig i nivå med havet. Ty skulle denna åsikt visa sig riktig, blir ju den Jonsson—Haldenska definitionen meningslös. Vore det inte därför förnuftigt att icke förankra sin uppfattning vid en teoretisk ståndpunkt, fotad på så pass osäker grund?

Men även frånsett detta, är det inte att göra våld på verkligheten till förmån för teorien att säga, att vid en viss bestämd tidpunkt upphör Ancylussjön och börjar Litorinahavet, oavsett om dess vatten då var sött, bräckt eller salt? Övergången mellan dessa stadier har ju i verkligheten icke skett med ett slag utan så småningom. Övergångsskedet är just det, som (torde hava inletts genom *Eunotia Cleveis* uppträdande och) karakteriseras av vissa *Mastogloia*-arter och en eller annan svag brackvattensform dessutom. Det är ju givet, att *Litorina litorea*, som fått ge Litorinahavet dess namn, under mastogloiatiden ännu icke uppenbarat sig i Balticum, som alltså då varit ett L-hav utan *Litorina.*

Utan att göra något yrkande i saken kan jag ju få framkasta ett förslag, möjligen värt att diskuteras, nämligen att utbryta övergångsskedet mellan Ancylussjön och L-havet och exempelvis kalla det Mastogloiahavet. Jag önskar för visso ej införandet av facktermer, där de lika gott kunna undvaras, men kanske skulle i detta fall härigenom vissa svårigheter undanrödjas och en del missförstånd förebyggas.

Gränsen mellan ett sådant Mastogloiahav och det egentliga L-havet kan enligt mitt förmenande icke läggas lämpligare än vid clypeusflorans invandring. Först med denna uppträdde en verklig brackvattensflora och förmodligen också -fauna i Balticum. Och clypeusgränsen torde utan större svårighet kunna fastställas runt hela det baltiska bäckenet. — Naturligtvis har det också sitt intresse att söka utröna, hur högt däröver mastogloiazonen sträcker sig, vilket emellertid stöter på vida större svårigheter.

Geolognytt.

Ej mindre än tre av landets ordinarie professorsbefattningar inom ämnesgruppen mineralogi-geologi-paleontologi äro för tillfället lediga. Professuren i mineralogi och geologi vid Upsala Univ. blev med professor HÖGBOMS avgång på grund av uppnådd pensionsålder d. 11/1 22 ledig. Den 23 mars inträffade prof. HJALMAR SJÖGRENS plötsliga dödsfall, varigenom intendentsbefattningen för Mineralogiska Avd. vid Riksmuseum blev utan innehavare och slutligen har prof. GERHARD HOLM d. 19 april beviljats avsked från befattningen som intendent vid Riksmuseets paleozoologiska avdelningen.

Professuren i Upsala har hitintills ej anslagits ledig, då Kungl. proposition om professurens delning genom den personliga professurens i paleontologi uppförande å ordinarie stat avlämnats till riksdagen. Enligt förslaget skulle den lediga professuren som nu går under benämningen professur i mineralogi och geologi framdeles benämnas professur i geologi med petrografi och mineralogi, under det att prof. C. WIMANS personliga professur i paleontologi skulle ändras till en ord. professur i paleontologi och historisk geologi.

Enligt ingånget meddelande kommer Deutsche Geologische Gesellschaft att hålla sin »Hauptversamlung» i Breslau under senare hälften av juli månad efter ett utvidgat program. Svenska geologer inbjudas närvara. Bland diskussionsämnen angivas:

1. Die Beziehungen zwischen alten Intrusivmassiven und ihrer Umgebung.
2. Die geologischen Beziehungen zwischen Fennoskandia und Mitteleuropa.
3. Die internationale geologische Karte der Erde.

Den till Geol. Föreningen riktade skrivelsen slutar med följande ord: Wir sind nicht in der Lage, Ihnen grosse festliche Empfänge zu bieten — wir können Sie nur herzlichst zur gemeinsame Arbeit und zu unseren Exkursionen einladen und können Sie nur dessen versicheren, dass wir Sie mit herzlichster Freude bei uns willkommen heissen würden.

Skrivelsen är undertecknad av Pompeckj, Deutsche Geol. Gesellschafts nuvarande ordförande, till vilken ev. förfrågningar eller anmälningar torde riktas adr., Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Prof. V. M. GOLDSCHMIDT meddelar följande program för Stavangerexkursionen.

Avresa från Kristiania fredag den 9 juni på kvällen med 'Kystrute'båten.
Ankomst till Stavanger söndag middag d. 11 juni.

En vecka tillbringas i Stavanger med dagliga exkursioner.

Tillbakaresa över Bergen eller över Kristiania med avresa från Stavanger lördag d. $^{17}/_{6}$ på kvällen eller söndagen d. $^{18}/_{6}$ på morgonen.

Exkursionerna företagas med motorbåt. Regnkläder torde medtagas, då man får förutsätta enstaka regndagar.

Omkostnaderna för hela exkursionen från Kristiania och tillbaka beräknas till 400 norska kronor.

Stavangerbergarter demonstreras å mineralog. inst. i Kristiania fredagen d. $^{9}/_{6}$ på förmiddagen.

Antalet deltagare begränsas till 20. Anmälning till GOLDSCHMIDT före april månads utgång.

I Prag har under tiden 19—24 april avhållits en agro-geologkonferens, vars officiella titel lyder Ausserordentliche internationale bodenkundliche Konferenz (III internationale bodenkundliche Konferenz) zu Prag. Deltagare har infunnit sig från följande stater: Sverige, Norge, Danmark, Finland, Holland, Schweiz, Tyskland, Ungern, Tjeckoslovakien, Jugoslavien, Polen, Rumänien, Ryssland, Ukraina och Förenta Staterna. Sverige representeras av K. A. VESTERBERG, Finland av FROSTERUS.

Om konferensen meddelar prof. VESTERBERG den 24 april från Prag följ.:

Sedan den andra agro-geologkonferensen i Stockholm 1910 bestämt, att den tredje konferensen skulle hållas 1914 i Petersburg, tillsattes en rysk lokalkommission för sakens vidare ordnande. Efter ett par år nödgades emellertid den ryska kommittén meddela, att av vissa anledningar den avsedda konferensen tillsvidare måste uppskjutas. Sedan efter krigets slut hela 3 år förflutit, utan att den ryska kommittén gett några livstecken ifrån sig och förmodligen ej på länge blir i stånd att fungera, medan det å andra sidan vore i högsta grad önskvärt, att det agro-geologiska såväl som allt annat internationellt samarbete med det snaraste kunde komma igång, företogo sig i nov. 1921 prof. KOPECKY i Prag, prof. SCHUCHT i Berlin och direktör HISSING i Groningen att till en del olika agrogeologer i olika länder utsända en inbjudan att under april eller maj 1922 samlas i Prag till en konferens, där bl. a. förberedande mått och steg för sammankallandet av en tredje agrogeologkonferens kunde vidtagas. Sedan därpå i febr. detta år meddelats, att agrogeologer tillhörande c:a 20 nationer voro villiga att infinna sig i Prag, överraskades de inbjudna i slutet av mars månad av ett meddelande att inbjudarna beslutat betrakta den avsedda förkonferensen som den verkliga tredje agrogeologkonferensen. Helt naturligt höjdes mot detta godtyckliga och förhastade beslut, både före och i början av konferensen, flere prostester, med rätta framhållande, att denna förändring av mötets ursprungliga karaktär icke blivit tillräckligt tidigt eller tillräckligt allmänt bekantgjord. Sedan emellertid konferensen faktiskt kommit till stånd och högtidligt öppnats i det tjeckiska Polytechnicums lokaler, beslöts efter långvariga diskussioner att utmärka kongressens mera extraordinära natur genom ovan angivna officiella benämning.

Till hederspresident valdes prof. RAMANN München, samt till övriga medlemmar i kommittén hrr LIPMAN, New Jersey, HISSING Groningen, MURGOCI, Bukarest, SCHUCHT Berlin, SIGMOND, Ungern samt VESTERBERG Sverige.

I trots av att mötet, på grund av den alltför korta tiden ej kunnat på ett tillfredsställande sätt förberedas, hava under detsamme många värdefulla föredrag och diskussioner framkommit. Av den tjeckoslovakiska regeringen har mötet omfattats med stort intresse och deltagarna hava från statens sida åtnjutit en storartad gästfrihet. Under mötets gång har från Italien ankommit telegrafsk inbjudan att förlägga nästa intrrnationella agrogeologkonferens till Rom, förslagsvis 1925.

Ny sändning av växtfossil från Kina. I mitten av mars 1922 anlände till Riksmuseets paleobotaniska avdelning en ny sändning av växtfossil från Prof. J. G. ANDERSSON i Peking. Samlingen omfattar ej mindre än 203 lådor och är den största, som riksmuseet, eller överhuvudtaget något museum, hittills fått mottaga från Kina.

Största delen av materialet kommer från norra Kina. Framförallt är provinsen Shansi väl representerad; det vida övervägande flertalet lådor är härifrån — naturligt nog då denna provins omfattar Kinas största kolfält. Även från Kailan Mining Administrations stora gruvor norr om Tientsin i Chili föreligger en stor samling. Av övriga provinser i norra Kina äro Shensi, Honan, Shantung, Anhui och Mongoliet representerade. Även från södra Kina har prof. ANDERSSON denna gång lyckats anskaffa en stor samling (ej mindre än 34 lådor), som hopbragts i Fukien och Kiangsi av den infödde samlaren CHEN.

I motsats mot förra sändningen dominerar denna gång det paleozoiska materialet fullständigt; endast några mindre viktiga lokaler, från vilka materialet ännu ej är uppackat, torde möjligen tillhöra mesozoicum.

En särskilt intressant del av sändningen utgöres av en samling på ej mindre än 98 lådor, som hopbragts vid Tai-yuan-fu, huvudstaden i provinsen Shansi, av förre amanuensen vid Stockholms högskola fil. kand. E. NORIN. Denna samling är icke blott mycket vacker utan får ett särskilt värde därigenom, att kand. NORIN samtidigt utfört en noggrann stratigrafisk undersökning, så att de olika florornа kunna inpassas på sina nivåer i en generell profil.

För understöd av kand. NORINS arbeten har ett samarbete ägt rum mellan prof. J. G. ANDERSSON i Peking och prof. E. NYSTRÖM i Tai-yuan-fu.

För övrigt har prof. ANDERSSON liksom förut samarbetat med Kinas geologiska undersökning, som enligt överenskommelse skall erhålla en första representativ samling dubletter av alla samlingar med undantag av kand. NORINS. Av dubbletterna i dennes samling skall den första serien i stället överlämnas till universitet i Tai-yuan-fu.

T. H.

En geologisk förening har den 27 januari bildats i Kina med uppgift att förena där verksamma geologer till ett sällskap för främjande av geologiska och närstående vetenskaper, särskilt vad som rör Kinas geologi. Föreningen skall utgiva en publikation: »Bulletin of the Geological Society of China.» Bland styrelseledamöter märkas Dr V. K. TING, professor J. G. ANDERSSON och Dr A. W. GRABAU.

Mötet den 2 mars 1922.

Närvarande 55 personer.

Meddelade ordföranden, hr Bäckström, att styrelsen till medlem i föreningen invalt:

Professorn vid universitetet i Riga Boris Popoff föreslagen av hr Holmquist.

Beslöt Föreningen ingå till Kungl. Maj:t med begäran om förnyat statsanslag för 1922.

Föredrogs ett av styrelsen tillstyrkt stadgeändringsförslag avseende att införa ett ordinarie oktobermöte. Förslaget motiverades med den av den utsträckta tjänstgöringen vid statens ämbetsverk föranledda senare timmen för sammanträdena och därav följande kortare föredragningslista. Förslaget bordlades stadgeenligt till nästa sammanträde.

Föredrogs revisionsberättelse över styrelsens och skattmästarens förvaltning under år 1921 och beviljades av revisorerna tillstyrkt ansvarsfrihet.

Av revisionsberättelsen framgår att föreningens inkomster under året utgjort kr. 19,172.30 under det utgifterna utgjort kr. 20,673.93, utvisande en brist å kr. 1,501.63, vilken summa emellertid kan väntas komma att täckas av utestående fordringar å 982.44 samt oguldna ledamotsavgifter å kr. 1,210.

Reservfonden utgör vid årets slut liksom vid dess början 8,250 kr.

Återstoden av de Forsbergska gåvomedlen ha under året måst tagas i bruk. Till Föreningens 50-årsfest och II Skandinaviska Geologmötet anvisades därav kr. 2,425.77.

Inkomster och utgifter äro fördelade på följande poster:

Inkomster.

Årliga ledamotsavgifter	7,082: 16
Statsbidrag	3,000: —
Järnkontorets bidrag	2,500: —
Försäljning av föreningens förhandlingar	1,332: 32
Portoersättningar och diverse	195: 56
Ränta å reservfonden	414: 29
Vinst å annonsbilagan	540: 01
Tillfälliga trycknings- och korrigeringsbidrag	1,089: 03
Gåvomedel	157: 82
Forsbergska gåvofonden	2,861: 11
Brist vid årets slut	1,501: 63
Summa kr.	20,673: 93

Utgifter.

Förhandlingarnas tryckning och illustrationer	14,399: 18
» distribution	799: 27
Expeditionskostnader	889: 86
Mötena	420: 65
Arvoden	1,500: —
Bibliografiarvode, brandförsäkring och diverse	239: 20
II skandivaviska geologmötet: exkursionsbidrag och tryck m. m.	2,425: 77
Summa kr.	20,673: 93

D:r Astrid Cleve-Euler höll föredrag över ämnet: *Analys av våra senkvartära nivåförändringar och några konsekvenser därav.*

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Hamberg, Sandegren och föredraganden.

Professor Axel Hamberg höll därefter ett av talrika skioptikonbilder belyst föredrag om *den glaciala erosionen.*

En uppsats i anslutning till föredraget kommer att inflyta i nästa häfte av förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Geijer, Bertil Högbom, Ljungner, Sten De Geer, Holmquist och föredraganden.

Mötet den 6 april 1922.

Närvarande 42 personer.

Ordföranden meddelade att sedan förra mötet åter två av föreningens äldre ledamöter, f. d. statsgeologen, fil. d:r ALBERT BLOMBERG och intendenten vid Riksmuseets Mineralogiska avdelning, professorn, fil. d:r HJALMAR SJÖGREN avlidit. Med några korta minnesord erinrades om de insatser, vardera på sitt håll gjort inom geologiens verksamhetsfält och föreningslivet.

Till ledamöter i föreningen hade Styrelsen invalt:
Folkskolläraren JOHAN ALIN, Göteborg, föreslagen av hrr Munthe och H. E. Johansson samt
Amanuensen TOR HAGERMAN,
Agronom ERIK NILSSON,
Fil. kand. ANTON SÖRLIN och
Fil. stud. THORSTEN DU RIETZ, samtliga i Stockholm och föreslagna av sekreteraren.

Beslöt föreningen enhälligt godkänna det från föregående mötet bordlagda stadgeändringsförslaget, varigenom ett åttonde ordinarie möte å första torsdagen i oktober månad införes.

§ 3 av föreningens stadgar av den 7 jan. 1909 erhåller genom beslutet följande ändrade lydelse:

Föreningens ordinarie möten äga rum första torsdagen i månaderna februari, mars, april, maj, oktober, november och december, samt dessutom en gång i januari å dag som på decembermötet bestämmes. — — —

Meddelade sekreteraren att svar ingått från organisationskommittén i Bryssel å föreningens skrivelse av den 30 januari 1922. Svaret hade följande lydelse:

Monsieur le Président.

Le Comité d'Organisation de la XIII Session du Congrès Géologique International, apres avoir examiné avec tout le soin, quelle

mérite, la lettre que vous lui avez adressée sous la date du 30 janvier 1922, regrette de ne pouvoir se rallier à votre manière de voir.

En conséquence, il lui est impossible d'adopter vos propositions.

Veullez agréer, Monsieur le Président, l'assurance de notre parfaite considération.

Le Secrétaire Général *Armand Renier.* Le Président *Jean Lebasqz.*

Styrelsen skulle till följande sammanträde meddela föreningen, vilka åtgärder den ev. kunde finna sig föranlåten vidtaga med anledning av det inkomna svaret.

Meddelade sekreteraren att en skrivelse ingått från *Deutsche Geologische Gesellschaft* angående planerad årssammankomst i utvidgad form i Breslau under senare hälften av juli månad med diskussioner och exkursioner. Till sammankomsten inbjöds föreningens medlemmar att deltaga (se Geolognytt).

Meddelade sekreteraren programmet för prof. V. M. Goldschmidt's planerade exkursion till Stavanger i början av juni månad (se Geolognytt).

Professor Thore Halle lämnade ett av kartor belyst preliminärt meddelande om *den fossila floran i Kinas kolförande formationer.*

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Wiman, Sven Hedin och föredraganden.

Fil. lic. Bror Asklund lämnade därefter några *bidrag till östra Persiens geologi,* grundat på materiel från Sven Hedins resor 1904—05.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Wiman och Sven Hedin.



GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR.

BAND 44. HÄFT. 5. N:o 350.

Råbelövssjöns och Nosabykärrets senkvartära historia och de där gjorda stenåldersfynden.

Av

UNO SUNDELIN.

Innehållsförteckning.

I. Beskrivande del.

Råbelövssjön.

Råbelövssjöns stenåldersboplatser. Råbelövssjön i NO Skåne har blivit omtalad på grund av de rika och under egendomliga förhållanden anträffade boplatsfynd från stenåldern, som här blivit gjorda. Om den förnämsta av dessa boplatser har sagts, att däröver »något gåtfullt vilar — — — mera än över någon annan [boplats] i vårt land» (KJELLMARK 1904, s. 218). Den åsyftade gåtfullheten sammanhänger bl. a. med att fynden, som jämte yngre stenåldersredskap uppvisa

sådana av mycket åldrig typ, anträffats tillsammans å sjöbottnen under förhållanden, som synts utvisa, att någon boplats här ej kunnat existera förrän vid slutet av yngre stenåldern. Även då ansågs en stenåldersboplats hava kunnat förekomma på ifrågavarande lokaler endast under förutsättning, att folket bott på timmerflottar eller i pålbyggnader.

Endast en kombinerad arkeologisk och geologisk undersökning skulle kunna sprida ljus över ifrågavarande problem. Med det arkeologiska utforskandet har fil. kand. E. af Ekenstam i flera år varit sysselsatt. Av chefen för Sveriges Geologiska Undersökning, till vilken kand. af Ekenstam vänt sig med anhållan om bistånd från geologiskt håll, erhöll förf. sommaren 1917 i uppdrag att företaga en geologisk rekognoscering av förhållandena. I efterföljande uppsats meddelas de huvudsakliga resultaten av mina undersökningar, som efter att vid nämnda tillfälle hava påbörjats, fullbordades vid ett par besök somrarna 1919 och 1920, sistnämnda år med understöd från K. Vetenskapsakademien.

Rörande de arkeologiska fynden och fyndomständigheterna må följande sammandrag av de till förf. av kand. af Ekenstam meddelade uppgifterna lämnas.

De första fynden gjordes (som även Kjellmark l. c. omtalar) sommaren 1878 av en då 13-årig mjölnarson Nils Svensson från Balsby, som i sydvästra delen av Råbelövssjön »i vattnet på en halv alns djup nära land» insamlade ett antal stenåldersföremål, som lämnades till läroverksmuseet i Kristianstad och delvis publicerades i årsredogörelsen för nämnda läroverk för läsåret 1878—79. Under 1880-talet företog museiföreståndaren lektor Abraham Ahlén] ett flertal färder runt Råbelövssjön, varvid han isynnerhet vid Österslöv å sjöns östra strand fann flint- och stensaker, metkrokar och benharpuner, allt troligen tillhörande en boplats.

Samma decennium besöktes sjön av greve Fritz Reventlow, som gjorde det första klart uppfattade boplatsfyndet å sjöns västra sida å udden Näset och strandkanten runt om denna. Härvarande fynd tillhörde äldre stenålder och utgjordes av ett 10-tal skivyxor, några trindyxor, tunnackade yxor, en borr, ett par lerkärl, flintavfall m. m. Han betonar i beskrivning över boplatsen, att sakerna lågo i strandlinjen och under vattnet, men ej i gyttja.[1]

Kand. af Ekenstam sammanträffade i okt. 1910 med finnaren av 1878 års fynd, numera smeden Nils Ahlquist i Brännskulla, vilken utpekade platsen för dessa: invid badhusbryggan vid Kristinelund i sjöns SV del. Med ledning härav återfann kand. af Ekenstam i

[1] Detta fynd omtalas även av Kjellmark 1919, s. 226.

juni 1911 kulturlagren i fråga (se fig. 1). De befinna sig i strandkanten inom tvenne skilda områden. Det ena sträcker sig från badhusbryggan ett hundratal meter söderut. 50 *m* söder om bryggan har fyndcentrum förelegat, varest fyndzonen sträckte sig intill 8 *m* utanför stranden, under det att den eljest var 4—6 *m* bred. Det andra fyndområdet började c. 50 *m* söder om det förra och hade 25 *m*:s längd samt 4 *m*:s bredd. Här voro fornsakerna anhopade kring en stenudde längst norrut. Marken, varå fynden

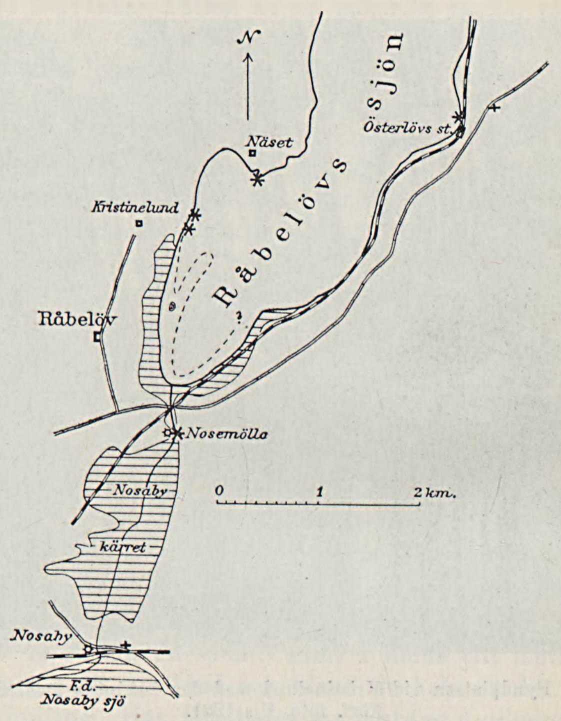


Fig. 1. Kartskiss över Råbelövssjön och Nosabykärret med där gjorda boplatsfynd (*). (Streckning = torv eller gyttja; den streckade konturen i Råbelövssjön = subboreal strandlinje).

gjordes, var stenbunden, såväl över som under vattenytan, och sjöbottnen sluttade sakta utåt intill 0.5—0.8 *m* under vattenytan på 4 *m:s* avstånd från stranden. Här vidtog en *Phragmites*-formation. Över stenbottnen låg här och där lera, särskilt längst i söder, men i regel täcktes den av detritusgyttja med snäckor. Närmast stranden ersattes leran och gyttjan av snäckförande sand. Den långsamt sluttande strandzonen begränsas inåt land av en tvärt uppstigande barriär av stora stenblock.

Stenåldersföremålen förekommo dels i gyttjelagret och mest i dess översta del, dels direkt på morän- eller lerbottnen, där gyttjan saknades, dels också i svämsanden något ovanför vattenlinjen. Många av föremålen voro svallade.

Vid undersökningen indelades fältet i kvadratmeterstora eller (på grund av terrängförhållandena) större rutor, vilkas innehåll uppgrävdes och omedelbart sållades. Härvid konstaterades där och var en anhopning av fynden intill och mellan större stenar.



Fig. 2. Fyndplatsen vid Kristinelund med den isskjutna stenbarriären. Förf. foto. 21/8 1921.

Beträffande fyndplatsen vill jag komplettera ovanstående framställning med följande av mig gjorda iakttagelser. De stora, mest granit- och gnejsblock, som bilda strandbarriären, leda sitt ursprung från den blockrika moränkulle (»Kalvhagen»), som höjer sig innanför strandkanten, eller från dess fot. Blocken hava av vågorna frisköljts ur den leriga moränmassan, vari de varit inbäddade, och hava sedan genom isskruvning sammanskjutits till nämnda stenbarriär (fig. 2).

Bakom strandzonen höjer sig den av frisköljda block alltjämt betäckta marken hastigt upp till en annan av hopskjutna block

delvis markerad strandlinje, belägen 15—25 *m* från nuvarande strand och 3—3.5 *m* över vattenytan. Samma strandlinje framträder mångenstädes kring sjön, ibland i form av sandvallar. Ovanför denna strandlinje träffas ej mer några fripreparerade blockanhopningar eller några andra framträdande spår av vågsvall.

Den del av den nämnda kullen, som höjer sig över den sistnämnda strandlinjen, äger en diameter av c. 50 *m* och når som högst inemot 7 *m* över vattenytan.

Inåt land begränsas kullen av en naturlig sänka, vars botten ej höjer sig mer än c. 4 *m* över sjöns yta. I denna sänka är dessutom med konst frambragt en ringformig, nu förfallen vallgrav, vars botten befinner sig 3.5—3.75 *m* över vattenytan i sjön (se fig. 8).

Redskap m. m. av ben.[1] Beträffande Råbelövsfyndens beskaffenhet frapperar den stora mängden redskap och andra föremål av ben. Särskilt iögonfallande är rikedomen på harpuner, varav sammanlagt 33 st. anträffats. Anmärkningsvärd är vidare dessas ålderdomliga karaktär. Majoriteten utgöres av harpuner med flinteggar (18 st.). Vidare förekomma 3 harpuner med stora hakar samt f. ö. småtandade spetsar. Viktigt är att man alldeles saknar något exemplar av för yngre stenålder karakteristisk form. Harpunmaterialet ger därför det intrycket, att boplatsen till sin huvuddel härrör från mycket tidig stenålder, senast slutet av den oslipade flintans tid.

De andra benspetsarna äro huvudsakligen tillspetsade splittror. Det stämmer med harpunmaterialets vittnesbörd, att antalet mera utformade spolformiga spetsar är så ringa i förhållande till hela mängden, nämligen 10 : 43.

Av metkrokar har hittats 12 st. (varvid varje fullt tydligt fragment anses företräda en sådan) samt 1 ämne till metkrok. Alla ha krokformen fullt utbildad och bland de hela är det endast två, som sakna hulling. Här föreligger ett bestämt angivande av yngre stenålder.

Från den slipade flintans tid härrör nog också ett fragment av vildsvinsbete med en rad av små hål, som anbragts så, att föremålet troligen utgjort del av föreningslänk i halsband.

Sen tid tillhöra sannolikt också några på längden kluvna ben med borrhål i var ände.

Redskap av flinta och »sten». Boplatsen vid Näsudden framvisar i fråga om dessa full motsvarighet till boplatsen vid badhusbryggan och tillsammans komplettera de varandra. Vid kand. af

[1] I redogörelsen för fyndmaterialet ingå såväl 1870-talets fynd som kand. af Ekenstams. — Åtskilliga av fynden äro avbildade hos Lindqvist 1918.

EKENSTAMS undersökning erhöllos från den sistnämnda 11 st. skivyxor och 1 toppdel av kärnyxa. Näsfyndets yxor äro alla mycket grovt och klumpigt slagna och detsamma gäller en och annan av badhusplatsens yxor. Dessa äro emellertid oftast rätt väl slagna, isynnerhet en med spetig nacke och tunt svärsnitt.

Av flinta föreligga dessutom mer än 5,000 avfall, borrar, skrapor, knivar o. s. v. samt en banedel av tjocknackad yxa.

Bland »sten»föremålen märkas främst 15—20 st. trindyxor, varav en (som af EKENSTAM funnit) står Lihulttypen synnerligen nära, medan flertalet äro yngre.

Jämte trindyxorna föreligga i »sten» en tjocknackad yxa, en dylik med rombiskt tvärsnitt och skafthål samt framdelen av en båtformig yxa.

Slutligen äro ock slipstenar funna, d. v. s. några vid slipning alldeles genomnötta sandstensskivor — således det tydligaste bevis på avlagring från yngre stenålder i boplatsen.

Det zoologiska materialet har bestämts av konservator HOLMQUIST i Lund. Däri märkas först och främst 2 ben av säl, vilket givetvis tyder på närhet till hav under någon del av bosättningen. F. ö. utgjordes det bestämbara materialet till minst 50 % av husdjursben av hund, svin, får, get och oxe (samt häst?). Även här föreligger alltså ett avgörande bevis för bosättning under yngre stenålder.

»Råbelövskärret.» Vid mitt första besök vid Råbelövssjön, som företogs i början av september 1917, upptogs i och för utrönandet av dess utvecklingshistoria en profil genom torvmarken vid sjöns sydvästra del (»Råbelövskärret») från torvens utkilande rakt öster om Råbelövs herrgård i ostlig riktning vinkelrätt ut i sjön. (Tavl. LXVIII, fig. 2).

Som den tubavvägda profilen visar, utgöres skärningens underlag i väster av sand och grus samt i öster av en mäktig (3 *m* +) på sanden utkilande i stort sett fossilfri lera av gråblå färg. Vid pp. 4—6 underlagrades den av ett för borren ogenomträngligt sandlager. I V delen av skärningen (pp. 1—2) fann jag vid grävning sanden vara underlagrad av tydligt varvig lera. Här följer direkt på gruset, eller på leran efter ett förmedlande detritusgyttjeskikt — med *Chrysomonadineer*, *Cosmarier*, *Melosira arenaria* m. fl. färskvattensdiatomacéer, bladtaggar av *Ceratophyllum* och frukter av *Scirpus lacustris* — en kärrtorv med *Carices* m. m. Vid pp. 2 och 3 vilar den här ganska hydrofila torven på grus resp. 0.7 och 0.95 *m* under det vid undersökningstillfället rådande lågvattenståndet.

I skärningens östra del, Ö om p. 5, åter efterträdes leran uppåt av ett 2 à 3 *dm* mäktigt grågrönt lergyttjeskikt med frön av

Nymphæa och frukter av *Scirpus lacustris* samt med en rätt rik diatomacéflora, karakteriserad av följande arter (enligt d:r A. CLEVE-EULERS bestämningar å ett till henne insänt prov från p. 6)[1]: *Cocconeis placentula*, *Cyclotella antiqua* r, *Cymbella cistula* r, *C. helvetica* r, *C. lanceolata* r, *Epithemia gibba* v. *parallela* r, *E. turgida* cc, *E. sorex* cc, *E. zebra* cc, *Gomphonema intricatum* r, *Gyrosigma attenuatum* r, *Mastogloia elleptica* c, *M. Smithii* c, *Navicula oblonga* c, *N. lanceolata* r, *Neidium affine* r, *Synedra ulna* +, *S. capitata* r.

Över lergyttjan följer så ett intill 2 *m* mäktigt lager gråvit skalgyttja med färskvattensmollusker såsom *Planorbis*- och *Pisidium*arter. Genom hela lagret förekommer frukter av *Cladium mariscus* samt en jämförelsevis torftig diatomacéflora, vari *Epithemia argus* alldeles dominerar, varjämte några andra färskvattens-*Epithemior*, *Pinnularia*-, *Cymbella*- och *Fragilaria*-arter förekomma (dessutom *Cosmarium* och spongienålar).

Skalgyttjan åter överlagras av ett minst meterdjupt lager av en gyttjig torv (»sjökärrtorv»), innehållande frön av *Najas marina* (funna vid pp. 6, 7 och 8), ävensom *Phragmites*, *Scirpus lacustris* och *Cladium mariscus*. Lagret har vidare visat sig innehålla en rik *diatomacé*-flora av blandad färsk- och brackvattenskaraktär. Brackvattensinslaget utgöres av ymnigt förekommande *Campylodiscus clypeus* och *C. echineis* samt mer sparsamt *C. bicostatus*, *Nitschia tryblionella* och *Surirella striatula*, medan färskvattensinslaget är arenariaflora med *Campylodiscus hibernicus*, *Melosira arenaria*, *Cymatopleura elliptica*, *Epithemia turgida* m. fl.

Denna gyttjiga torv övergår uppåt i en torvbildning, vari *Cladium*, *Carices*, *Menyanthes* och brunmossor ingå. En mikroskopisk undersökning av lagret vid p. 6 visade, att torven här innehöll massor av ormbunkssporer och -sporangier, medan den här saknade diatomacéer och andra mer fuktighetsälskande organismer. Vid pp. 6 och 7 förmedlas övergången mellan den underlagrande skalgyttjan och den gyttjiga marina torven av ett lager detritusgyttja, som torde utgöra en fortsättning av den förut från skärningens östra del omtalade detritusgyttjan mellan leran och kärrtorven. Troligen inskjuter (såsom å profilen utlagts) det marina lagret som en kil i kärrtorven mellan pp. 5 och 6, delande denna i en övre och en undre tunga. Torvens undre del är i vart fall här liktidig med viss del av undre skalgyttjan (se pollenanalyserna nedan) medan den övre delen övergår i det torvlager, som bildar »sjö-

[1] ccc = ymnig, cc = riklig, c = allmän, + = tämligen allmän, r = sällsynt, rr = mycket sällsynt.

kärrtorvens» fortsättning uppåt. Detta torvlager täckes slutligen av ny skalgyttja, delvis lika mäktig som den undre, innehållande samma färskvattensmollusker som denna samt en rik färskvattensdiatomacéflora, präglad av massvis uppträdande *Fragilaria*arter, jämte *Pinnularia-*, *Cymbella-*, *Epithemia*arter m. fl., ävensom en och annan arenariaart. Även där träffas *Cosmarium*arter och massor av spongienålar. Den övre skalgyttjan ersättes delvis vid p. 6 av detritusgyttja och sand samt motsvaras vid p. 1—5 av ett svämsandskikt, täckt av ett tunt torvmyllager, samt innehållande flintskärvor och molluskskal, i synnerhet målaremussla (*Unio pictorum*) i mängd. V om p. 1 går sandskiktet i dagen.

Pollenfloran har studerats å olika nivåer vid p. 6. I bottenleran hava endast ett par sporadiska tallpollen iakttagits, men i lergyttjan (425 *cm* u. y.) träffades pollen i någorlunda stor mängd (c. 50 per preparat) och i följande proportioner: *Betula* 77 % och *Pinus* 23 % jämte rikligt *Salix*-pollen (mer än 25 % av trädpollensumman) och enstaka *Ericacé*pollen. Ett prov från den undre skalgyttjan (325 *cm* u. y.; pollenfrekvens 50 à 100 pollen per preparat) visade omkastning i björk-tallpollenfrekvensen, nämligen *Betula* 23 %, *Pinus* 76 %, varjämte 1 % ekpollen och *Corylus*pollen i 5 % av trädpollensumman. I den ymnigt pollenförande detritusgyttjan (c. 300 pollen per preparat) voro (275 *cm* u. y.) proportionerna dessa: *Betula* 14, *Pinus* 77, *Quercus* 5 och *Ulmus* 4 %, varjämte *Alnus* och *Corylus* förekommo i resp. 20 och 30 % av de nämnda trädens pollensumma. I det *Najas* och brackvattensdiatomacéer förande torvartade lagret (200 *cm* u. y.; pollenfrekvens c. 200 pollen per preparat) träffades åter: *Betula* 9, *Pinus* 49, *Quercus* 36, *Tilia* 1, *Ulmus* 5 % samt *Alnus* 52, *Corylus* 22 och *Salix* 4 % av trädpollenet. Pollenet i det *Cladium*förande kärrtorvlagret har visat sig vara så destruerat, att intet tillförlitligt pollenspektrum härifrån kunnat erhållas.[1] En analys från den pollenfattiga övre skalgyttjan (75 *cm* u. y., grundad på 3 räknade prov, sammanlagt innehållande 94 pollenkorn) visade: *Betula* 22, *Fagus* 3, *Picea* 2, *Pinus* 41, *Quercus* 27, *Ulmus* 5 % jämte *Alnus* 53, *Corylus* 68 och *Salix* 5 % av trädpollenet.

En pollenanalys från torvens understa del vid p. 5 (150 *cm* u. y.) visade denna sammansättning: *Betula* 7, *Pinus* 93 %; *Quercus* spår samt *Alnus* spår, *Corylus* 1 och *Salix* 15 % (s:a 204 pollen). $^1/_2$ *m* högre träffades *Betula* 1, *Pinus* 95, *Quercus* 3, *Ulmus* 1 % samt *Alnus* 1, *Corylus* 4 och *Salix* 1 % (s:a 94 pollen).

[1] Av 107 st. pollen utgjordes emellertid 3 % av *Betula*, 79 % av *Pinus*, 17 % av *Quercus*, 1 % av *Ulmus* samt vardera 7 % (av dessa träds pollensumma) av *Alnus* och *Corylus*.

Nosabykärret.

Söder om Råbelövssjön vidtar ett stort, numera torrlagt och odlat kärr, som med en bredd av ½—1 *km* når ned mot Nosaby kyrka, ett par *km* sydligare (fig. 1). Nosabykärret (»Nosaby mosse»), varigenom Råbelövssjöns avlopp flyter, är flera gånger omtalat i den geologiska litteraturen på grund av det marina lager, som här iakttagits (NATHORST 1874 och 1882, HOLST 1899 m. fl.).

Ett stegrat intresse har detta kärr erhållit genom de fornfynd, som i senare tid här blivit gjorda. Om de fynd, som gåvo anledning till mina och senare även d:r KJELLMARKS undersökningar av Nosabykärret, må här meddelas följande av kand. af EKENSTAM lämnade redogörelse. »Under den tid undersökningsarbetet vid Råbelöv utfördes, erhöll jag kännedom om, att man vid kanalisering av Råbelövssjöns utlopp, Nosabybäcken, anträffat en mängd stenåldersföremål uti bäcken och intill en backe, som ännu bär namn efter en nedbrunnen kvarn, Nosemöllabacken. Lösa fynd hava här gjorts särskilt vid två tillfällen. Den ena gången höll man på att upprensa bäcken och anlägga en trumma på platsen. Något ovanför bäckkanten fann man då ett flertal ben, av vilka några ha borrade hål. Sakerna ligga nu på tekniska skolans museum i Kristianstad. Den andra gången var vid ett kräftfiske. En pojke från en av de närliggande gårdarna fann då elva stycken tjocknackade flintyxor i själva bäckkanten och ännu till en del inlagrade i torven. Jag känner till åtminstone en hålmejsel bland dessa. I jord, som kastats upp från bäcken från stället, har man ock funnit en del stenåldersföremål av intresse. Av samma person, som fann flintyxorna, har i sådana högar anträffats bl. a. ett ornerat s. k. nålbryne av skiffer och en särskilt vacker stor bennål med platt huvud, motsvarande vad man känner från de sena gånggrifterna i Västergötland. Man har ock anträffat ett mellanting mellan spånpilar och spetsarna av Tardenoisien-typ. Till sist nämner jag några fragment av lerkärl från gånggriftstiden.»[1]

Nya fornfynd gjordes in situ vid ett par av mig (med vederbörligt tillstånd av K. V. H. A. Ak. och med biträde av kand. af EKENSTAM) 1917 företagna preliminära grävningar, liksom vid av d:r KJELLMARK ledda utgrävningar sommaren 1918. Rörande de vid dessa senare undersökningar gjorda fynden hänvisas dels till KJELLMARKS uppsats 1919, dels till framställningen nedan (s. 566 ff.).

---

[1] Nära Nosaby kyrka å sluttningen ned mot kärret är även en stenåldersboplats funnen, härrörande från övergången mellan dös- och gånggriftstid (»snoddornament»).

Sedan jag sistlidna sommar (1920) företagit ytterligare några kompletterande borrningar samt mikroskopiskt genomarbetat de talrika proven från Nosabykärret, varigenom en tillfredsställande konnektering av den invecklade lagerföljden blivit möjlig, tror jag mig nu i stånd att åtminstone i huvudsak riktigt tolka densamma och därmed även inrangera de i lagerföljden gjorda arkeologiska fynden i deras rätta geologiska sammanhang. I detta avseende har jag kommit till en väsentligen annan uppfattning än den, för vilken Kjellmark (l. c.) gjort sig till tolk.

Den nordligaste delen av den nära 3 *km* långa, från sjön tubavvägda skärningen (Tavl. LXVIII, fig. 1 p. 1—10) faller inom Råbelövssjöns bäcken och förskriver sig från den torvmarksbård, som omger hela södra delen av Råbelövssjön, och varigenom nyss beskrivna profil genom Råbelövskärret upptagits 1/2 *km* nordligare. Mellan pp. 10 och 12, där landsväg och järnväg övertvära profilen, sammanthänges torvmarken till en smal, ett 50-tal *m* bred, grund torvkil mellan ler- och sandkullar. Söder om p. 12 vidgar sig torvmarken först till ett intill c. 100 *m* brett, från det övriga kärret avgränsat parti, som 300 *m* sydligare, mellan p. 17 och 18, åter sammanthänges till ett trängre »pass» mellan höjder bildade av varvig lera — på västra sidan den framskjutande Nosemöllakullen. Denna höjer sig omedelbart intill kanalen c. 5.5 *m* över kanalbottnen och c. 7.5 *m* ö. h. På östra sidan stiger marken långsammare, c. 40 *m* öster om kanalen, där torven utkilar å sand, nående c. 3.75 *m* över kanalbottnen samt vid vägen ett 20-tal *m* ostligare 5 à 6 *m* däröver.

Från och med p. 19 utbreder sig det egentliga Nosabykärret till i allmänhet omkring 1 *km*:s bredd — endast på mitten är bredden inskränkt till ungefär hälften av en västerifrån inskjutande tunga av mosand — för att i närheten av Nosaby kyrka, ett par kilometer sydligare utkila å de flacka, åsliknande höjdsträckningar av moränlera, som här avstänga Nosabykärrets bäcken från den forna Nosaby- eller Hammarsjöns bäcken. C. 300 *m* V om Nosaby kyrka genomskäres nämnda moränsträckningar å lägsta punkten av kanalen från Råbelövssjön, som här sammanfaller med den naturliga bäckfåran. Kanalen, som dragits tämligen rätlinigt genom kärrets centrala delar i N—S, går mångenstädes på sidan om den slingrande naturliga bäcken, varav mer eller mindre igenvuxna partier här och var kunna skönjas.

Av profilen (varav p. 1—11 samt p. 23—26 upptagits å västra, p. 12—22 å östra sidan om kanalen) framgår, att Råbelövssjöns naturliga passpunkt är att finna ungefär vid p. 10, som genom

grävning upptagits 3 *m* väster om kanalen, där denna genomskär de stängande morän- och mosandsbackarna å lägsta punkten. Den av 3 *cm* grov sand betäckta, sega, gråblå bottenleran, träffades här, överlagrad av torv, 1.20 *m* över det vid undersökningstillfället (d. 10 aug. 1918) rådande lågvattenståndet samt c. 3.6 *m* ö. h. Den naturliga avloppsrännan, som kanalen följt, några meter öster om profilpunkten, torde efter Råbelövsbäckenets isolering hava nedskurits till ett numer icke närmare fixerbart djup i den stängande lerbanken.[1]

Efter denna orientering vill jag övergå till en redogörelse för huvuddragen av lagerföljden längs ifrågavarande skärning och först till den inom Råbelövssjöns bäcken fallande delen (p. 1—10).

Råbelövsavsnittet. Brackvattenslagret, som vid »Råbelövsprofilen» i form av en gyttjig torv träffades mellan den *Cladium*-förande torven och underlagrande skalgyttja, återfinnes även här, utgörande ett förträffligt ledlager, utmärkt, som det är av samma egendomliga, av *Campylodiscus clypeus, C. echineis, Surirella striatula* samt *Campylodiscus hibernicus, Melosira arenaria, Epithemia Hyndmannii* etc. jämte *Najas marina* m. m. karakteriserade flora. Det är dock ofta endast på mikroskopisk väg lagret kunnat identifieras, då det såväl till utseende och mäktighet som beträffande läget i lagerserien i hög grad skiftar. Medan det vid p. 10 ej alls kunnat påvisas, träffas det vid p. 9 i undre delen av lagerföljden, täckande ett på lersandsunderlaget vilande torvdyskikt, vid pp. 8—6 direkt på mineraljordsunderlaget under torven samt slutligen vid p. 5—1 som en alltmer uttunnande rand mellan underliggande mäktig »levertorv» och överliggande skalgyttja.

»Levertorven», som vid pp. 2, 3 och 4 når 4.5—6 *m*:s mäktighet, nedgår (vid pp. 3 och 4) omkring 8 *m* under Råbelövssjöns lågvattenyta samt mer än 5 *m* under havsytan. Det bruna, delvis något geléartade, delvis torvartade lagret, som var ytterst segt och svårgenomträngligt för borren, innehöll mångenstädes brunmossor samt här och var i undre delen frukter av *Cladium mariscus*. På gränsen mot den underlagrande skalgyttjan, som uppvisade ränder av »levertorv», träffades frukter av *Potamogeton* sp. (p. 3), frön av *Nymphæa* och ett hängefjäll av asp (p. 2).

Vid p. 1, där mineralbottnen (lera) höjer sig till inemot 3 m. under lågvattenytan, för att längre ut åter sänka sig, uttunnar och utkilar »levertorv»lagret. I dess undre del förekom här jämte en *Cladium*frukt kolrester.

[1] Råbelövssjön har uppenbart icke ägt något nordligare lägre avlopp. Den enligt vad jag kunnat finna näst lägsta pasströskeln träffas söder om Balsvik på gränsen mellan Österslövs och Nosaby församlingar och torde enligt spegelavvägning höja sig minst 14 à 15 *m* över sjöns yta.

Det kärrtorvlager, som vid Råbelövsprofilen omedelbart överlagrade det marina lagret och där sträckte sig flera hundra meter utanför stranden, torde vid Nosabyskärningen motsvaras av ett vid p. 4 och 5 förekommande starkt gyttjigt torvlager (med *Amblystegier*) i skalgyttjan något ovanför det marina lagret.[1] Vid p. 1—3 har det utkilat. Övre delen av skalgyttjan (vid p. 4 hela skiktet ovan torvranden) var starkt lerbemängd och tydligen avsatt i oroligare och troligen djupare vatten. Skalgyttjan under torvranden såväl som denna (vid p. 4 och 5) innehöll färskvattensdiatomacéer, varibland arenariaformer, *Melosira arenaria*, *Campylodiscus hibernicus*, *Gyrosigma attenuatum*, *Epithemia Hyndmannii*, *Cymatopleura elliptica* m. fl., medan högre upp dessa avtaga eller försvinna för att ersättas av andra lakustrina arter, såsom *Epithemia-*, *Surirella-*, *Cymbella-* och *Fragilaria*-arter. Vid p. 4 erhölls tydligen i sekundärt läge fragment av *Campylodiscus clypeus* i skalgyttjan 25 *cm* under ytan.

Pollenfloran var i samtliga skikt synnerligen torftig, varför jag ej lyckats göra några fullständiga pollenanalyser. I skalgyttjan ovan (det undre) torvskiktet vid p. 4 hava dock iakttagits pollen av bok och gran jämte en i förhållande till ekblandskogens pollenmängd hög halt av tallpollen.

Vid p. 6—9 utgöres, som profilen visar, lagerföljdens övre del av starrtorv (magnocaricetum-), som överst är mycket huminös och sandig, troligen dels på grund av översvämning, dels på grund av vid kanalgrävningarna uppkastat material. — Vid p. 8 övertvärar profilen en halvmeter-mäktig strandvall av fin vit sand, inlagrad i torven, och vars krön når 1.6 m. över vattenytan i sjön (c. 4 *m* ö. h.).

Nosabyavsnittet. I själva Nosabykärret, alltså söder om Råbelövssjöns passpunkt vid p. 10, är lagerföljden inom det närmast sjön belägna isolerade partiet (p. 10—19) i rätt hög grad invecklad, medan den i Nosabykärrets söder därom vidtagande vida torvmarker (p. 20—26) är av tämligen enkel och likartad beskaffenhet. — Underlaget för hela skärningen utgöres av ofta sandig lera eller lerig sand, i regel fossilfri. Vid några punktprofiler (14, 17, 20) vilar emellertid på detta bottenlager ett sandlager med fragment av färskvattensmollusker, varibland *Unio* sp. (enligt bestämning av fil. lic. G. Lundquist) samt *Phragmites*rizom (p. 20). Vid p. 20 och p. 25 är detta sandlager dessutom koligt. Vid p. 12 förekommo ett par gyttje- eller torvränder ett stycke ned i den sandiga leran, vari en fruktsten av *Potamogeton* cfr *natans* an-

[1] Högre upp i skalgyttjan, c. 75 *cm* u. y. förekom vid p. 4 en lokal torvlins.

träffades. Vid p. 22 var den blå bottenleran halvannan meter mäktig och underlagrades av sand, vari borren kunde nedföras inemot 1 *m*. Troligen följde under densamma varvig lera.

På leran eller sanden vilar inom större delen av kärret (p. 13 samt p. 18—25) ett torvlager, än utbildat som en på *Amblystegier* och *Menyanthes* rik kärrtorv (pp. 13, 18—20, 23—25), än som *Cladium*torv med i undre delen inmängd *Phragmites* (pp. 21, 22). Vid p. 22 (och troligen flerstädes) har torven visat sig alltigenom (ehuru nedåt allt sällsyntare) innehålla fragment av samma färsk- och brackvattensdiatomacéer, som nedan omtalas från överliggande lager. Vid pp. 21—23 skiljes dock torven från mineralbottnen av ett föga mäktigt gyttjeskikt, vid p. 22 utbildat som skalgyttja (med färskvattensmollusker) innehållande *Scirpus lacustris*frukter, *Chara*-sporer, *Chrysomonadinéer*, spongier, *Cymbella* sp., *Cosmarium* sp., *Pediastrum* sp., *Staurastrum* sp. samt en sparsam pollenflora av björk och tall (se nedan).

Kärr-, resp. *Cladium*torven täckes allestädes av ett mer eller mindre mäktigt marint lager, än grågrönt, lergyttjeartat, än brunt av dyartad utbildning. Det är samma lager som inom Råbelövsbäckenet utgjorde ett förträffligt ledlager, och det innehåller i undre delen ungefär samma blandade färsk- och brackvattensflora som där, medan högre upp brackvattensarterna fullständigt dominera. Sålunda förekomma *Campylodiscus clypeus* (ccc), *C. echineis* (ccc), *C. bicostatus* (+), *Nitschia scalaris* (+), *N. tryblionella* (c), *Surirella striatula* (r).[1] Bland färskvattensarterna märkas arenariaformer, *Cymbella*-, *Navicula*- och *Pinnularia*arter. Som inom Råbelövsbäckenet träffas även här *Najas marina*-frön ofta i detta lager. I undre delen har (vid p. 22) pollen av *Myriophyllum alterniflorum* iakttagits.

Under det att det marina lagret inom större delen av kärret vilar på telmatiska torvlager, träffas det i det isolerade nordliga partiet (Nosemöllabäckenet) med undantag av vid p. 13 direkt på mineraljordsunderlaget. Vid p. 11 utkilar det marina lagret på ungefär samma nivå som Råbelövssjöns nutida lågvattenyta (c. 2.4 *m* över havsytan).

Även den över det marina lagret belägna delen av lagerföljden är olika utbildad inom Nosemöllabäckenet och kärret i övrigt. Inom det senare täckes det marina lagret endast och direkt av mer eller mindre mäktig kärrtorvmylla[2] (vid pp. 20 och 23 före-

[1] Holst 1899 uppger bland brackvattensdiatomacéer funna i Nosabykärret de tre förstnämnda arterna samt dessutom *Nitschia circumsuta* (s. 20).
[2] Å teckenförklaringen till profilen felaktigt benämnd »svartmylla».

kommer mellan torven och gyttjan ett sandlager, som torde vara marint). Inom det förra åter (pp. 11—18) överlagras det marina skiktet närmast av en tämligen mäktig lakustrin gyttja, vid pp. 13—15 delvis utbildad som skalgyttja, som vid p. 12 övergår i en skalrik sand. I skalgyttjan vid p. 15 insamlade mollusker hava godhetsfullt bestämts av fil. lic. G. Lundqvist till: *Bithynia tentaculata*, *Limnæa ovata*, *L. auricularia* (sannolikt), och *Valvata piscinalis*.

Insjögyttjan slutligen täckes av kärrtorv (pp. 11—12), kärrdy (pp. 13—16) eller lövskogstorv (pp. 16—19), varöver till slut en

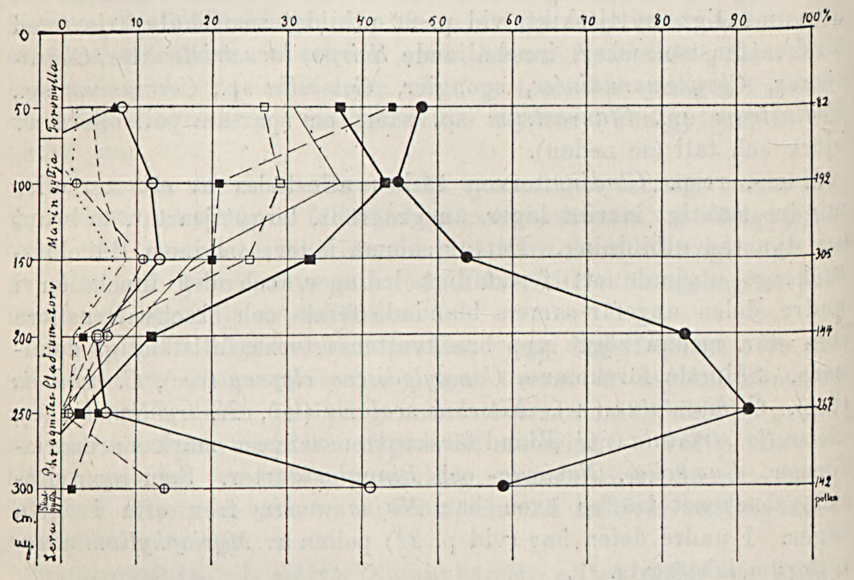


Fig. 3. Pollendiagram från Nosabykärret vid p. 22. (Teckenförklaring: se fig. 6).

sandig torvmylla vilar. Mellan denna och den underliggande torven inskjuter dock vid pp. 11 och 12 en sandlins (lik den vid p. 8 och på ungefär samma nivå som denna), som vid p. 15—19 motsvaras av ett lerskikt, vid p. 17 60 cm. mäktigt.

Vid p. 26, helt nära torvmarkens upphörande V om Nosaby kyrka, vilar endast ett tunt torvlager på lera. Det marina gyttjelagret synes här hava utkilat.

Fig. 3 visar ett pollendiagram genom lagerföljden i Nosabykärrets centrala del (vid p. 22).

Fornfyndens läge i kärret och i lagerföljden. Det är det isolerade nordpartiet (p. 10—19) av Nosabykärret, som haft en från kärret i

övrigt delvis avvikande utvecklingshistoria, vilket tilldrar sig det ojämförligt största intresset på grund av här gjorda fornfynd.

P. 17 förskriver sig från den grav, som vid undersökningen 1918 upptogs på östra sidan om kanalen, och som omtalas av KJELLMARK 1919 (s. 224). Härvarande lagerföljd, som på grund av de här gjorda fornfynden är av synnerligt intresse, är enligt mina anteckningar följande (jfr KJELLMARK l. c.).[1]

a) 40 *cm* torvmylla, vars översta 15 *cm* omrörts av plogen vid odling. Övergår utan skarp gräns i följande.

b) 60 *cm* Sandig lera, isynnerhet i övre och undre delen sandig; innehåller *Pinnularia* sp. och spongienålar.

c) 50 *cm* Svart huminös alskogstorv (med brunmossor).

d) 45 *cm* Brungul detritusgyttja, nedtill ljusare och övergående i följ. Innehållande frön av *Nymphæa, Nuphar* (allm.), *Rhamnus frangula*, frukter av *Sparganium* och *Potamogeton*, *Corylus avellana* (en kluven nöt), blad av *Salix* (*aurita?*) m. m. I undre delen förekommo dessutom färskvattensmollusker allmänt, varibland *Bithynia* och *Limnæa* (se vidare KJELLMARK l. c. s. 224).

I detta lager förekommo talrika vertikalt nedslagna kluvna käppar eller stickor av fur, som av KJELLMARK helt säkert riktigt tolkats som rester efter fiskeinrättningar, s. k. kattisor (fig. 4). Dessutom tillvaratogos här följande in situ utplockade, av KJELLMARK benäget meddelade föremål:[2] 1 utbuktad skivskrapa av långsträckt avfall av Kristianstadsflinta (Kr. fl.), 6 *cm* lång, 4 *cm* bred, 2 *cm* tjock; 1 utbuktad något rundad skivskrapa av Kr. fl., 6.5 *cm* i längsta diameter; 2 något bearbetade och 1 obearbetat avfall av Kr. fl.; ett 20-tal större och mindre stycken av Kr. fl. ej tydligt slagna; 1 liten skärva av slipad och polerad yxa av sydskånsk flinta (ssk. fl.), 3 *cm* lång och 2 *cm* bred; 1 lerkärlsbit, mörkgrå med glattad yta = kantbit av kärl med svagt utåtböjd kant, 3.2 × 2 *cm*.

e) 130 *cm*. Gröngrå lergyttja, till 30 *cm:s* djup utgörande en färskvattensbildning, utmärkt isynnerhet av arenaria-arter (*Melosira arenaria* ccc, *Epithemiæ*, *Cymatopleura elliptica*, *Gyrosigma attenuatum* etc.), ehuru även enstaka fragment av *Campylodiscus clypeus* iakttagits, men f. ö. en brackvattensavlagring, karakteriserad av *Campylodiscus echineis* ccc, *C. clypeus* c, *Nitschia scalaris* +, *N. tryblionella* +. Underst hava ock bladtaggar av *Ceratophyllum* träffats. Hela lagret har karaktären av en grundvattens-

[1] De något avvikande mäktighetssiffrorna torde bero på, att våra mätningar gjorts å olika väggar i den ganska stora graven.
[2] Endast ett par av dessa äro omnämnda i KJELLMARKS uppsats 1919.

bildning på grund av rikligt insvämmade brunmossor och ved (i undre delen). Även i detta lager förekom snäckskalsfragment och flintor allmänt.

f) 10 *cm* +. Sand med snäckskalsfragment.

Utom i det fossilförande brungula gyttjelagret (d), som innehöll normal pollenhalt, har pollenfrekvensen visat sig så låg i resp.



Fig. 4. »Kattisorna» vid Nosemölla (fotografien tagen snett uppifrån). Förf. foto. aug. 1918.

skikt, att någon fullständig, tillförlitlig pollenanalys ej kunnat erhållas, något som emellertid är av mindre vikt, då en sådan erhållits från den något pollenrikare, korresponderande lagerföljden vid p. 13.

Pollenanalysen i det artefaktförande lagret d, och närmast angränsande delar av lager c och e hade emellertid detta utseende (*Alnus*, *Corylus* och *Salix* i % av de skogsbildande trädens pollensumma):

Lager och *cm* u. y	Betula	Fagus	Pinus	Quercus	Tilia	Ulmus	Alnus	Corylus	Salix	Antal pollen
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
c—d 150	10	2	41	36	7	4	51	29	29	159[1]
d 175	7	1	39	48	4	1	51	52	30	157[2]
e 200	10	—	39	44	—	7	42	115	61	130[1]

Nämnas må ock att i ett genomgånget prov från lerskiktet (b) (75 *cm* u. y.) endast ett par bok- och *Salix*pollen iakttagits.

KJELLMARK (l. c.) omtalar även tvenne grävningar invid kanalen, den ena på dess östra, den andra på dess västra sida. Den sistnämnda, som gjordes något 50-tal *m* söder om p. 17 nedanför Nosemöllakullen, är av största intresset på grund av den brygga (ev. flotte?) jämte talrika stenåldersfynd, som där kommo i dagen. Rörande därvarande lagerföljd har min anteckning detta utseende:[3]

a) 50 *cm*. Omrörd, sandig torv.

b) 40 *cm*. Grus (ockrahaltigt).

c) 20 *cm*. Svart vedrik torv (alskogstorv).

d) 40 *cm*. Grönaktig, på växtrester rik lergyttja. Isynnerhet övre hälften rik på hasselnötter, 2 hängen av klibbal, lönnfrukter, *Nymphæa*-frön m. m. samt på gränsen mot följande en nästan vit rand med skal av isynnerhet *Unio* sp. — Å c. 20 - 30 *cm:s* djup i detta lager förekom det av KJELLMARK beskrivna stockvirket till bryggan (eller flotten) (se fig. 5) och under plankorna flintor och redskap.

e) 5 *cm*. Sand, ytterst rik på flintstycken, varibland två skivyxor, en flintpryl och flintskrapor.

f) 10 *cm* +. Seg sandig lera.

D:r KJELLMARK har till förf. överlämnat nedanstående fullständiga förteckning över de fornfynd, som insamlades från lager d:s undre del (under »bryggan») och från lager e: 1 hälft av stor knacksten av grönsten, största diameter 9.5 *cm*; 1 stor knacksten av Kr. fl., »kula» (största diameter 8 *cm*); 3 stora knutor av Kr. fl. (resp. 8, 9 och 10 *cm:s* största diameter); 1 större rundat och några mindre skörbrända stycken av Kr. fl.; 1 skivyxa av Kr. fl., ganska välformad, längd 6.5 *cm*, bredd upptill 2.5 *cm*, nedtill 4 *cm*;

[1] 2 prov genomgångna.
[2] 1 prov genomgånget.
[3] Överensstämmer med KJELLMARKS profil med undantag av, att jag i hans lager c urskilt trenne olika skikt.

1 d:o jämnbred, längd 7 *cm*, bredd 4.5 *cm;* 1 stor rak skrapa av tjockt avfall av Kr. fl., längd 8.5 *cm*, bredd vid skrapkanten 5 *cm;* 1 borr av avfall av Kr. fl., 14.5 *cm* lång, upptill 5.5 *cm* brett; 2 d:o av tjockt avfall, 7 *cm* långa; 1 rak skrapa av liten spån av ssk. fl., 3.5 *cm* lång och 2.7 *cm* bred; 1 spån av ssk. fl., avbruten, 6.5 *cm* lång, något bearbetad i kanterna; 2 avfall av ssk. fl. (det ena skörbränt); 2 något bearbetade avfall av Kr. fl.; 40 avfall av Kr. fl.



Fig. 5. Parti av »bryggan» vid Nosemölla, Förf. foto aug. 1918.

Mikroskopisk undersökning av gyttjan, såväl (10 *cm*) över plankverket, som mellan stockarna och under desamma visa, att hela lager d är bildat i bräckt vatten, i det gyttjan innehåller *Campylodiscus clypeus* och *C. echineis* i stor mängd jämte sparsamt *Nitschia scalaris*, *N. tryblionella* och *Cymatopleura elliptica*, ävensom spongienålar, bladtaggar av *Ceratophyllum* m. m.

En pollenanalys från 3 olika nivåer i lager d, resp. över, mellan och under stockarna i bryggan visande utseende:[1]

[1] I torven, lager c, var pollenet starkt destruerat. Av c. 60 där räknade pollenkorn utgjordes c. 1/2 av *Alnus*.

Djup i *d* *cm*	Betula	Fagus	Pinus	Quer-cus	Tilia	Ulmus	Alnus	Cory-lus	Salix	Antal pollen
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
10	11	1	34	42	8	4	92	45	5	184
25	3	—	41	46	—	10	59	61	12	95
40	14	—	26	52	—	8	71	100	—	160

Markytan vid denna profil befann sig c. 135 *cm* över l. v. y. i Råbelövssjön samt c. 3.75 *m* över havsytan. »Bryggan» torde därför f. n. befinna sig omkring 2.4 m. över havsytan.

Vid den på östra sidan om kanalen något nordligare 1918 företagna, av KJELLMARK (l. c.) omtalade grävningen hittades i bottengyttjan, som åtminstone i sin undre del torde motsvara det fossilförande gyttjelagret i föregående profil: 1 knacksten av äggformad flintboll av Kr. fl. med kritskorpa med märken efter användning i båda ändarna, 8 *cm* lång; 3 knutor av Kr. fl.; 2 tjocka avfall av Kr. fl.; 1 större bränt, delvis kolvandlat trästycke.

På samma sida om kanalen ännu något nordligare, ungefär rakt V om p. 17, hade jag 1917 gjort en grävning, varvid ett rätt intressant fornfynd gjordes. Lagerföljden var här denna:

a) 160 *cm.* Troligen omrörda lager av lera och torv.

b) 30 *cm.* Svämtorv med liggande grenar av ek, kluvna hasselnötter, kol och flintstycken. Ett slamprov innehöll bl. a. *Alnus glutinosa* (♀-hängen), *Potamogeton crispus* (1 fruktsten), *Rubus idæus* (2 frukter), *Scirpus lacustris* (allm. frukter).

c) 25 *cm.* Sand med *Campylodiscus clypeus* och *C. echineis* samt lämningar av högre växter, varibland ♀-hängen av *Alnus* och tornar och frukter av slån (*Prunus spinosa*). Vidare förekom här allmänt kol och flintstycken samt en sandstensklubba med borrat hål, mycket lik en dylik tingest, funnen i Maglemoseboplatsen och avbildad av SARAUW (1903, s. 211, fig. 11).

Strax invid profilpunkten hittades vid samma tillfälle i åkern en skivyxa, tydligen uppkastad vid kanalens grävning eller rensning och utan tvivel härrörande från samma av kanalen genomskurna kulturlager, som den genomborrade sandstensklubban tillhörde. De förut omtalade talrika äldre och yngre stenåldersfynd, som tidigare gjorts i kanalen vid Nosemöllakullen, härstamma utan tvivel liksom nu omtalade fynd, dels från det marina bottenlagret, dels från den lakustrina gyttjan eller torven däröver.

Vid p. 13, c. 175 *m* N om fyndplatsen för »kattisorna» etc. (p. 17), är lagerföljden mer fullständig än inom det isolerade nordpartiet av Nosabykärret i övrigt, i det här dytorven under brack-

vattenslagret liksom ute i det egentliga kärret bevarats. Då dessutom en något större pollenrikedom här funnits än i övriga provserier från det ifrågavarande området, har jag härifrån utarbetat ett pollendiagram, som torde vara någorlunda representativt för denna del av kärret (fig. 6). Den absoluta pollenhalten i resp.

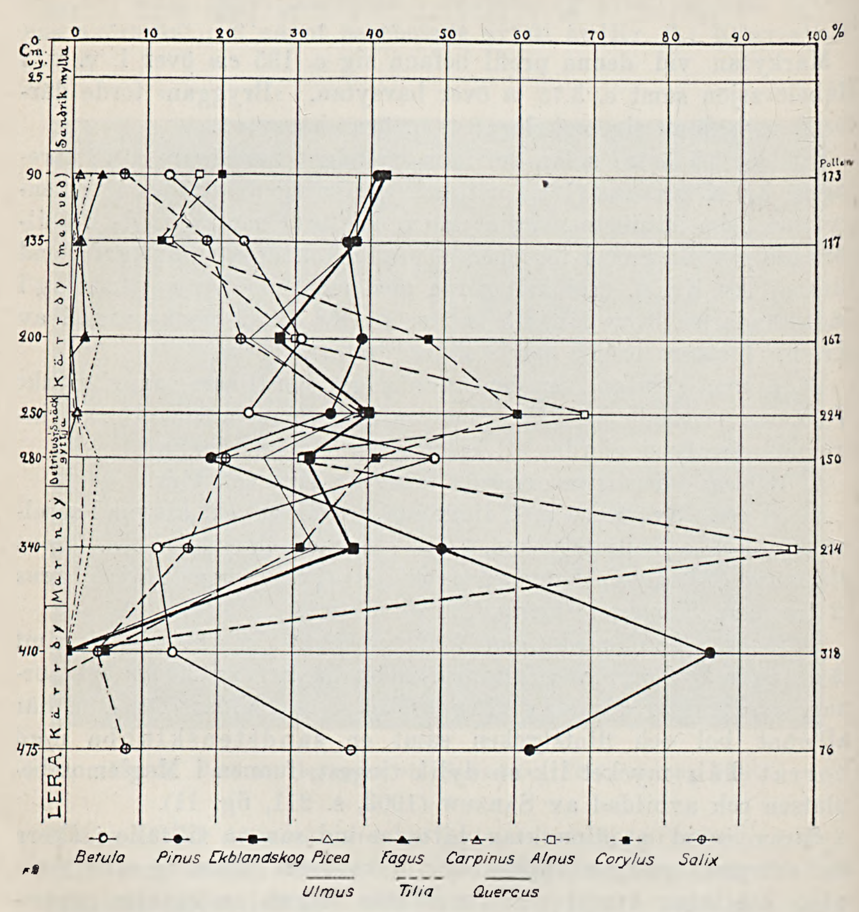


Fig. 6. Pollendiagram från lagerserien i Nosemöllabassängen vid p. 13.

skikt växlar emellertid i hög grad, varför i vissa fall 3—4 preparat måst genomgås för erhållandet av ett spektrum. Pollenrikedomen i resp. lager framgår av nedanstående sammanställning, där den sparsamma frekvensen i ytlagret, den sandrika myllan, c. 17 pollen per preparat, satts = 1 och frekvensen i övriga lager uträknats i förhållande till därvarande frekvens:

25 *cm* under ytan i sandrik mylla	.....	pollenfrekvens	1
90 » » » » kärrdy	....	»	3
135 » » » » »	....	»	2
200 » » » » »	....	»	2
250 » » » » detritusgyttja	.....	»	13
280 » » » » »	......	»	4
340 » » » » brackvattensdy	.....	»	12
410 » » » » kärrdy	....	»	18
475 » » » » » (kont. mot lera)	.	»	4

I övre delen av detritusgyttjan förekommer alltså c. 13 gånger så mycket pollen som i den sandrika myllan (c. 6 gånger så mycket som i den övre kärrdyn), i brackvattensdyn c. 12 och i den undre kärrdyn c. 18 ggr så mycket pollen (resp. c. 6 och 9 gånger så mycket som i övre kärrdyn). Pollenfattigdomen i speciellt den sandrika myllan och den övre kärrdyn torde sammanhänga med att pollenet här delvis destruerats, varför pollendiagrammets övre delar ev. äro något missledande. Den succesiva ökningen uppåt av ekblandskogens pollenhalt i kärrdyn på björkpollenets bekostnad kan dock näppeligen tillskrivas en dylik destruering, då det tjockväggiga björkpollenet torde vara väl så motståndskraftigt som de ädla lövträdens.

Som en jämförelse mellan tabellen s. 569 och diagrammet fig. 6 ger vid handen, överensstämma vid p. 17 — om man frånser björkpollenet — resp. pollenslags inbördes frekvensför-hållanden någorlunda med desamma inom motsvarande lager vid p. 13. — Från det sandrika myllskiktet har något tillförlitligt pollenspektrum ej kunnat erhållas på grund av destrueringen och fattigdomen på pollen i ifrågavarande lager.

Konstlade förändringar av Råbelövssjöns och Nosabykärrets dräneringsförhållanden.

För klarläggandet av Råbelövssjöns och Nosabykärrets postglaciala utvecklingshistoria är ej blott de nu skildrade stratigrafiska förhållandena en nödvändig förutsättning. Även de nivåförändringar och förändrade dräneringsförhållanden, som genom mänskligt ingripande åstadkommits, måste såvitt möjligt utrönas.

I lantmäterikontoret i Kristianstad finnas i detta avseende upplysande handlingar jämte karta från 1840-talet rörande en då planerad och även beslutad sänkning av Råbelövssjön och torrläggning av Nosabykärret. Av kartan såväl som handlingarna framgår, att, när undersökningarna sommaren och hösten 1844 försig-

gingo, någon sänkning eller kanalisering av Nosabybäcken eller Nose-ån, som Råbelövssjöns avlopp här kallas, ännu ej förekommit. Å kartan företer vattendraget ett i hög grad slingrande och oregelbundet lopp. Vidare får man veta, att två för trakten viktiga vattenkvarnverk funnos vid vattendraget ifråga, dels den redan omnämnda Nose kvarn eller mölla vid nordändan av Nosabykärret, dels Nosaby kvarn vid dess sydända, strax söder om nuvarande landsväg vid Nosaby. Även upplyses man om, att »ägorna utmed det befintliga lilla bäckdraget bestå av mestadelen äng med torvjords beskaffenhet och äro betydeligen sanke och vattensjuke». — Eftersom rivandet av kvarnarna antages medföra en viss torrläggning, kan man förmoda, att de dammbyggnader, som vid bägge kvarnarna förekommo,[1] åtminstone i någon mån höjt vattenståndet i resp. Råbelövssjön och Nosabykärret och bidragit att göra det sistnämnda vattensjukt. Detta bestyrkes ock i viss mån av andra uttalanden. Rörande Nosaby kvarn meddelas nämligen, att den, efter att enligt företett protokoll av den 31 mars 1760 hava »tillkommit efter behöriga syneförrättningar», enligt ett annat protokoll av d. 26 aug. 1793 detta år »medelst dammens höjning undergick någon förändring».

Den 2 maj 1844 utfördes en avvägning från Råbelövssjön till Hammars-Helgesjön av lantmätare Herbst, varvid höjdskillnaden befanns utgöra 7 alnar 22 tum, motsvarande c. 4.7 *m.* — Eftersom Helgesjöns yta då torde befunnit sig lika högt som nu, nämligen 0.9 *m.* ö. h. (De Geer 1882 s. 9 anm.; eller möjligen något högre; en upprensning av dess avlopp skall senare hava förekommit, l. c., s. 6), har Råbelövssjöns vattenyta vid ifrågavarande tidpunkt befunnit sig 5.6 *m* ö. h. (eller ev. något högre).

De Geer (1889, s. 5) meddelar, att 1863, då den topografiska kartan uppmättes, Råbelövssjöns yta befunnit sig 13 fot eller 3.9 *m* ö. h. Sedan Herbsts avvägning 1844 har alltså Råbelövssjön tydligen sänkts c. 1.7 m. Sänkningen torde ha skett på 1840-talet och i överensstämmelse med å sammanträde d. 4 dec. 1844 av lantmätare och godemän fattat beslut sannolikt påbörjats redan 1845 samt åstadkommits genom de nämnda kvarnverkens utrivning och rensning av avloppet.[2]

1865 sänktes Råbelövssjön (enligt De Geer l. c.) ånyo inemot 4 fot, så att dess yta såväl 1878 som 1883 befanns ligga 9.4 fot eller

---

[1] Vid Nose kvarn »västra» och »östra dammen», resp. 25 och 63 alnar långa; vid Nosaby kvarn »södra» och »norra dammen», resp. 25 och 41 alnar långa.

[2] Enligt en kand. af Ekenstam meddelad muntlig uppgift skulle dock Nosemölla rivits efter att ha brunnit först på 1860-talet.

2.8 *m* ö. h. samt 1886 ytterligare c. 0.4 *m*, varigenom höjden över havet nedbragtes till c. 2.4 *m*. Den sammanlagda sänkningen torde alltså uppgå till c. 3.2 *m*.

På grund av avloppets igenväxning och igenslamning torde vattenhöjden senare åter hava stegrats, men genom en 1914 företagen rensning hava nivåförhållandena tiden närmast efter sänkningen återställts.

II. Allmänna slutsatser.

Råbelövssjöns senkvartära historia.

Ur profilen genom »Råbelövskärret» torde huvuddragen av Råbelövssjöns senkvartära historia kunna utläsas. Min »läsart» är följande.

Den varviga lera, som iakttagits i skärningens V del, och som V om densamma går i dagen över ett större område, har sedimenterats under den gotiglaciala avsmältningen, när Råbelövssjön utgjorde en del av den Sydbaltiska issjön eller den stora Skåne-Kalmarissjö, som enligt G. De Geer (1917, s. 243) här uppdämts mellan den vikande nordliga och den mer stationära baltiska isranden, och vars vatten nått omkring 50 *m* över sjöns nuvarande yta. Den årsvarviga leran började avsättas, när Råbelövssjöns sydända befriades från istäcket, vilket — enligt vad som framgått av Antevs geokronologiska undersökningar i trakten (Antevs 1915) — inträffat omkring 4100 år före genombrottet i Indalsälven.

Huru den blågrå leran eller kort och gott blåleran, som utgör de biogena avlagringarnas närmaste underlag, bör tolkas, synes mig något ovisst. Framförallt torde tvenne alternativ ifrågakomma. Antingen härrör den från den senglaciala insjö, som bör ha intagit Råbelövsbäckenet, då detta först isolerades ur den sydbaltiska eller Skåne—Kalmarissjön, eller ock representerar den en efter den första isoleringen försiggången transgression av Balticum, som då enligt min mening ej kan ha inträffat senare än i gotiglacial tid.[1] Helst jag alldeles otillräckligt känner blålerans förhållande till den varviga leran (från vilken den dock åtminstone delvis tyckes vara skild genom sandlager), vill jag icke uttala mig till förmån för den ena eller andra tolkningen (jfr nedan beträffande Nosabykärret).

---

[1] Denna transgression kunde ju tänkas motsvara den gotiglaciala sänkning, som anses registrerad å Västkusten i skalbankar i Uddevallatrakten. Se Antevs 1922.

Lergyttjelagret markerar i varje fall övergången till lugnare och grundare sedimentationsförhållanden samt uppkomsten av ett något rikare växt- och djurliv. Pollenspektret med dess höga björk- och sälgpollenfrekvens torde visa, att klimatet ännu vid denna tidpunkt var arktiskt eller subarktiskt. — Diatomacéfloran i samma lager med den allmänna förekomsten av brackvattensarterna *Mastogloia elliptica* och *M. Smithii* talar måhända för, att vattnet, vari sedimentationen försiggått, varit svagt bräckt, möjligen en följd av redan nu inträdd avloppslöshet (jfr SUNDELIN 1917, s. 95—96 och 1919, s. 198).

Även andra — enligt min mening dock mindre sannolika — tolkningar givas, såsom att det vatten, varur Råbelövssjön isolerats, ägt svag salthalt, eller att de ifrågavarande diatomacéerna skulle härröra från förstörda äldre, närmast interglaciala avlagringar.[1]

Ännu en förklaring till brackvattensdiatomacéernas härvaro, som emellertid skulle innebära, att lergyttjan och sannolikt också den oskiktade leran vore av annan ålder och annat ursprung än ovan antagits, måste till sist nämnas och skärskådas. Man kunde ju tänka sig att diatomacéerna i fråga inkommit med den transgrederande äldre Ancylussjön såsom relikter från Yoldiahavet. Lergyttjan och väl också den oskiktade leran borde då även vara sedimenterade i Ancylussjön.

Har över huvud Ancylussjön sköljt in i Råbelövssjön — och enligt bl. a. MUNTHES förläggning av A. G. i trakten borde den gjort det (se MUNTHE 1910) — kan dess spår knappast vara att söka annorstädes än just i nämnda sediment, som torde underlagras av varvig lera och överlagras av en otvetydigt lakustrin skalgyttja, som når upp till det senare omtalade litorinalagret. — Det finnes emellertid flera, men framförallt en omständighet, som bestämt synes mig motsäga en tolkning i denna riktning: lergyttjans pollenspektrum. Ancylustransgressionen måste ju vara av framskriden finiglacial eller möjligen tidigt postglacial ålder, vadan vegetationen i Skåne vid dess inträde snarast torde ägt den begynnande värmetidens prägel. Men leran är så gott som pollenfri, och lergyttjans pollenspektrum (björk 77, tall 23 % och *Salix* i mer än 25 % av trädpollenet) pekar, som redan sagts, på arktisk eller

[1] På sistnämnda sätt vill MUNTHE 1920 (s. 145 och 150) förklara ett par likartade fynd av brackvattensdiatomacéer i Tolånga mosse i Tolånga sn samt en mosse NO om Eriksdals järnvägsstation, båda i Skåne. I synnerhet å den förstnämnda lokalen (där bl. a. även *Mastogloia Smithii* tämligen allmänt förekommer) överensstämma fyndomständigheterna på det allra närmaste med dem i Råbelövssjön. Mot MUNTHES tolkning synes mig tala den rel. höga frekvens, vari ifrågavarande arter uppträda och — vad åtminstone Råbelövsfyndet angår — deras goda bevaringstillstånd.

subarktisk tid. T. o. m. rätt högt upp i den undre skalgyttjan torde pollenfloran snarare ange goti- än finiglacial ålder (björk 23, tall 76, ekblandskog 1 % samt hassel 5 % av trädpollenet). I varje fall når icke ens här ekblandskogens pollenprocent samma höjd som i de icke så avlägsna Sværdborgs och Maglemoses till ancylustid hörande kulturlager (»Mullerupspektrum». JESSEN 1920, s. 114).[1]

Den undre skalgyttjan har alltså enligt min mening avsatts i den från samband med Balticum avstängda Råbelövssjön under goti-, fini- och tidigt postglacial tid (enligt DE GEERS terminologi). Och Ancylussjön har enligt min åsikt aldrig nått in i Råbelövssjön (se vidare nedan angående Nosabykärret).

Flera omständigheter synas tala för, att ett lågt vattenstånd varit rådande i Råbelövssjön under den prælitorinala tiden, nämligen dels förekomsten av *Cladium*frukter genom hela den undre skalgyttjan i »Råbelövskärret», dels den av pollenanalysen att döma från nämnda tid härrörande undre delen av kärrtorven i samma kärrs västra del, som där på grusigt underlag nedgick nära meterdjupt under nutida lågvattenyta, dels slutligen den med undre skalgyttjan vid Råbelövsprofilen ekvivalenta *Cladium*- och brunmossförande »levertorven» i Nosabyprofilens Råbelövsdel, som (visserligen i en från sjön i ö. i viss mån isolerad sänka) nedgick omkring 8 *m* under sjöns nuvarande yta och mer än 5 *m* under havsytan. Det låga (boreala) vattenstånd, som i prælitorinal tid rått i Råbelövssjön, har helt visst medfört avloppslöshet. Det skulle också i själva verket behövas en jämförelsevis ringa minskning av den nutida nederbörden eller höjning av temperaturen och därmed avdunstningen, för att Råbelövssjön med dess obetydliga tillflöden årligen skulle bliva avloppslös.

Under litorinasänkningen bryter Östersjöns vatten åter in i Råbelövssjöns bäcken, och detta intages av en havslagun med bräckt vatten, vari *Campylodiscus clypeus*, *C. echineis*, *Nitschia tryblionella*, *Surirella striatula* och natesärv ymnigt frodas vid sidan av färskvattensformer, isynnerhet arenaria-arter. Strax före havets inbrott i Råbelövsbäckenet spelade ännu den ädla lövträdsfloran en jämförelsevis underordnad roll (pollenfrekvensen knappt 10 % av de skogbildande trädens pollensumma), men innan det åter drar sig tillbaka därifrån, torde den blivit dominerande (pollenfrekvensen mer än 40 % av trädpollenet).

---

[1] Ancylustransgressionen vill ANTEVS (1922) parallellisera med den tidigt postglaciala sänkning, han anser konstaterad å Västkusten. — Ett inslag av Balticum i Råbelövssjön under den tidigare finiglaciala sänkning, som skulle påvisats å Västkusten (l. c.), är av samma grunder, som anförts mot Ancylussjöns transgression i bäckenet föga troligt.

När Litorinahavet nådde in i Råbelövssjön, frodades i dess södra del en rik vattenvegetation, karakteriserad av *Najas marina* och *Clypeus*-flora. Redan innan havet definitivt dragit sig tillbaka från sjön, har måhända gungflybildningar med *Amblystegier* och *Carices* (samt *Cladium?*) utträngt bland vattenvegetationen, t. o. m. utanför nutida lågvattenstrand, att döma av brackvattensorganismers närvaro i därvarande »sjökärrtorv». Men det kan också tänkas, att Litorinahavet först dragit sig tillbaka och sedan åter sköljt in i sjön, och att igenväxningen i fråga ägt rum under mellantiden.

Några markerade strandlinjer, som med säkerhet utmärka Litorinahavets högsta nivå inom Råbelövssjöns bäcken, har jag icke iakttagit. Kring den närbelägna Ifösjön finnas emellertid utmejslade terrasser och strandvallar å c. 7.5 *m*:s h. ö. h. (se De Geer 1889, s. 87), som möjligen delvis utbildats av Litorinahavet under dess maximistånd; vidare praktfulla litorinagränsvallar omkring 8 *m* ö. h. mångenstädes å Listerlandet längre österut (De Geer 1882, Holst 1899). Iakttagelser från närgränsande sjöar ger anledning förmoda, att havsytan inom Råbelövsbäckenet under litorinatiden ej nått fullt så högt, approx. 7 *m* över nuvarande havsyta. Djupet vid passpunkten i sundet, som förband Råbelövs- och Nosabybäckenen, bör då hava utgjort c. 3.5 *m* (vid p. 10), ev. med en något djupare mittfåra (jfr s. 563).

När Råbelövssjön åter isolerades från Balticum, äro vi inne i den torra subboreala tiden. Vattenståndet i sjön har, av lagerföljden i Råbelövsprofilen att döma, sannolikt åter sjunkit under passhöjd och Råbelövssjön blivit en tidvis avloppslös sjö, vars omfång alltmer kringskurits av de från stränderna utväxande kärrformationerna. Öster om Råbelövs herrgård, varifrån Råbelövsprofilen härrör, torde sålunda den gungflyartade stranden denna tid kommit att ligga omkring 250 *m* utanför nuvarande lågvattensstrand.

När den subatlantiska tidens fuktigare och kallare klimat efterträdde den subboreala tidens torrare och varmare, steg vattenståndet i sjön. Strandkärren dränktes, varvid kärrsamhällena gingo under, och skalgyttja samt längre in svämsand började avsättas över deras rester. Härigenom förstorades sjöns areal ej obetydligt. Ö om Råbelöv utflyttades sålunda nu eller senare, som av profilen framgår, stranden c. $^1/_2$ *km*. — Som pollenanalysen synes visa, kom den ädla lövträdsfloran i omgivningen att spela en mindre framträdande roll, samtidigt som gran och bok bli representerade.

Huruvida sjön uppnått sitt av strandlinjen å c. 3 *m*. över nu-

varande sjöytan markerade maximistånd av 5,6 *m* ö. h. redan i subatlantisk tid (ss. 557, 574, 575), lär knappast kunna avgöras. Troligast synes mig emellertid, att höjningen skett successivt i samband med igengrundning och igenväxning av utloppet, senare även genom dammbyggnaderna vid Nosamölla och Nosaby (s. 573 ff.). Denna stegring torde hava avbrutits först genom de på 1840-talet påbörjade sänkningarna. Uppdämningens storlek kan aprox. uppskattas till c. 2 *m*, eftersom mineraljordsbottnen under torven vid sidan av den sannolikt ännu något djupare mittfåran vid avloppströskeln ej når högre än c. 3.5 *m* ö. h.

Råbelövssjöns stenåldersboplatser i relation till dess historia.

Efter den på stratigrafien i Råbelövssjöns strandkärr fotade skisseringen av sjöns senkvartära utvecklingshistoria, skola vi se till i vad mån denna kan kasta ljus över de problem, som äro förknippade med de inom densamma gjorda boplatsfynden, framförallt de rika fynden vid Kristinelunds badhusbrygga.

Först må då sägas beträffande sistnämnda fynd, att fyndomständigheterna och naturförhållandena på platsen otvivelaktigt tala för, att samtliga föremål här hava funnits i sekundärt läge, sannolikt utsvallade från boplatser, som en gång legat å den raserade, leriga moränstranden. Den blockrika hopskjutna stenbarriär, som inåt land begränsar den långsluttande fyndrika strandzonen (fig. 2), leder nämligen uppenbart sitt ursprung från tiden efter sänkningarna på 1840- och 1860-talen. Den har utbildats genom att isen sammanskjutit block vid Råbelövssjöns genom sänkningarna uppkomna nya strand. Den 15—25 *m* längre in belägna blockstranden har utbildats på liknande sätt vid den före 1845 existerande stranden. Det leriga moränmaterialet och med det utan allt tvivel stenåldersfynden hava genom vågsvallet utsköljts, och de något större föremålen hava hamnat på den långsluttande bottnen utanför den yttre blockbarriären.

Genom denna tolkning förklaras också enklast blandningen av äldre och yngre stenåldersformer. De kunna härröra från olika sannolikt å skilda nivåer liggande boplatser, som spolierats av vågorna, och vilkas innehåll blandats om vartannat.

Den av kand. af EKENSTAM iakttagna fyndanhopningen vid och mellan större stenblock skulle visserligen kunna tolkas som en primär företeelse, beroende på att här de egentliga boplatserna legat, men vida sannolikare, för att icke säga säkert, är, att vågsvall och virvlar vid och mellan blocken är skulden.

Huruvida en liknande tolkning som denna kan ges även beträffande boplatsfynden å Näsudden och vid Österslöv, har jag ej varit i tillfälle att undersöka, men det är ytterst sannolikt.

Den nu givna förklaringen avlägsnar dock icke alla svårigheter, som äro förknippade med Råbelövsboplatserna. Materialet i dessa omspänner en stor del av stenåldern från äldre stenålder t. o. m. gånggriftstid och ev. senare. De till äldre stenålder hänförda benredskap, som så talrikt träffats i boplatsen vid Kristinelund, hava i allmänhet ansetts tillhöra ancylustid, sålunda tiden före litorinatransgressionen (se t. ex. HOLST 1909; LINDQVIST 1918). Nyligen har emellertid KJELLMARK (1919) gjort gällande, att de till ancylustid vanligen daterade benredskapsfynden i själva verket äro yngre, föreskrivande sig från tiden omkring eller efter Litorinahavets maximum. KJELLMARK stöder dock sin åsikt väsentligen på sin datering av Listerlandets benredskap. Sistlidna sommar hade emellertid förf. tillfälle att företaga förnyade undersökningar av lokalerna för flera av där gjorda benredskapsfynd, vilka undersökningar givit till resultat, att ifrågavarande fynd enl. förf:s mening utan allt tvivel tillhöra tiden före litorinatransgressionen i traktens mossar. För min del håller jag därför för troligast, att den likartade ålderdomliga och rika benkulturen i Råbelövssjön även åtminstone till en del tillhör tiden före Litorinahavets inbrott i sjön, delvis kanske också tiden för detta.[1]

Som stratigrafien i strandkärren otvetydigt synes visa, har vattenståndet i Råbelövssjön under ancylustid (boreal tid) varit synnerligen lågt — tidvis sannolikt lägre än nu. Någon som helst anledning att antaga, att det folk, som redan då slagit sig ned vid Råbelövssjöns SV strand, levat å flottar finnes ej — icke ens om fynden skulle befunnit sig in situ, vilket emellertid icke är fallet.

När havet vid litorinatransgressionen bröt in i Råbelövssjön, ändrades ju naturligen i hög grad existensvillkoren vid boplatslokalerna. Den beboeliga platsen kringskars alltmer och slutligen återstod av den forna udden blott en liten holme, som en eller annan meter höjde sig ur Litorinahavets bräckta vatten. Troligt är att boplatser även under Litorinahavets inbrott i sjön funnits på platsen, på den mot faror skyddade holmen (märk förekomsten av sälben i fyndmaterialet). Ovisst är emellertid, om den hyst några bebyggare under Litorinahavets maximistånd, då holmens areal varit högeligen inskränkt.

---

[1] Obs. även MUNTHE 1920, s. 166 och 167, där ett fynd av »fågelpil» av samma slag, som funnits i Råbelövssjön, omtalas och avbildas, vilket gjorts i en mosse nära Bromma kyrka i Skåne i »levertorv», som enligt pollenanalys bildats före ekens invandring.

Efter Råbelövssjöns definitiva isolering från Balticum, vilket torde ha inträffat, när ungefär halva litorinahöjningen fullbordats, sjönk som nämnt vattenytan i sjön ånyo ned till och troligen under nutida vattennivå. Åtminstone tvenne boplatser hava under nu rådande yngre stenålder legat å den till udde åter förvandlade omtyckta boplatslokalen i Råbelövssjöns sydvästvik. Nu lika litet som beträffande de äldre fynden har man, synes det mig, någon grundad anledning att tillgripa flotteboplatshypotesen.

När den subatlantiska tiden inbröt, var ju stenåldern (och desslikes bronsåldern) tillända. Men boplatsresterna funnos dolda i



Fig. 7. »Kalvhagen», där de flesta fornfynden äro gjorda, sedd från söder. Förf. foto 21/8 1921.

leran mellan stenar i strandsluttningen. De äldsta boplatsspåren, som antagits tillhöra tiden före litorinatransgressionen i sjön, hade dock måhända redan under denna till god del sköljts ned på lägre nivåer och hamnat vid eller utanför den subboreala Råbelövssjöns strand. Nu kom i vart fall turen till de yngre boplatser, som härrörde från subboreal tid, och som legat nedanför den höga strandlinjen från tiden före 1845, att spolieras av vågsvallet under det stigande subatlantisk-recenta vattenståndet och få sitt innehåll nedflyttat.

De boplatser, vars inventarier träffats vid och utanför stranden efter 1800-talssänkningarna, kunna alltså hava legat, vad de äldsta beträffar, var som helst upp mot L. G. c. 5 *m* ovan nutida sjöyta, och, vad de yngre subboreala angår, mellan nutida strand eller

utanför denna och den 15—25 *m* därinnanför belägna subatlantisk-recenta stranden å c. 3 *m* över sjöns yta. Inom hela denna zon är det finare materialet mellan blocken till stor del utsköljt och med det fornsakerna.

När ringgraven, som kringgärdar stenålderskullen, tillkommit, vågar jag ej med någon säkerhet yttra mig om. Föga troligt, om ej alldeles uteslutet, är, att det skett under stenåldern — i så fall



Fig. 8. Parti av ringgraven runt »Kalvhagen»-kullen. Förf. foto 21/8 1921.

redan under den tid Litorinahavet nådde in i sjön. Säkert torde vara, att den grävts i försvarssyfte samt under en period med högt vattenstånd — sannolikast kanske under subatlantisk tid — alltså under något skede av järnåldern.[1]

Nosabykärrets senkvartära utvecklingshistoria.

Holst (l. c. s. 26, 49, 73), som företagit en grävning i Nosabykärrets centrala del, har där funnit en lagerföljd i huvudsak lik den, som återfinnes i vissa av min profils mittpartier.[2]

Den av sand över- och underlagrade blålera, Holst funnit i bott-

[1] Några blockrader, möjligen angivande fornlämningar, iakttogos å kullen.

[2] Holsts profil har detta utseende, uppifrån-ned: torvdy 0.4; gyttja 2; torvdy 0.4; sand med snäckskal 1.1; blålera 1.4; sand 0.7 *m* +.

nen av sin profil, och som under liknande förhållanden flerstädes återfinnes vid min skärning (såväl som den över- och underliggande sanden) tolkar han som en i Ancylussjön avsatt bildning. Han har emellertid, lika litet som jag, här funnit några diatomacéer eller något annat, som med fog kunde berättiga till en dylik tolkning. Endast några sporadiska björk- och tallpollen har jag iakttagit i leran. — Från den överliggande sanden, som på sina håll skiljer leran från torven, uppger däremot HOLST några färskvattensdiatomacéer jämte brackvattensarterna *Campylodiscus clypeus* och *Nitschia scalaris* samt (icke bestämda) mollusker. Själv har jag i motsvarande lager (se s. 564) likaledes funnit mollusker, varibland *Unio* sp. kunnat bestämmas av specialist, samt en fruktsten av *Potamogeton* cfr *natans* (därjämte substitutionsartat (?) *Phragmitesrizom*).

Att den så gott som fossilfria blåleran, lika väl som sandskikten, som f. ö. ofta övergå i leran, kunna vara sedimenterade i Ancylussjön, anser jag mycket litet troligt, så mycket mindre som pollenfloran ännu i överliggande lager torde ange ett vida tidigare skede (se fig. 3).

Med all sannolikhet är blåleran i botten av Nosabykärret av samma ursprung som den likartade leran inom Råbelövsbäckenet, enligt min förmodan alltså troligast utsvämmad i senglaciala vattensamlingar, som uppkommit vid havets första regression från området eller härrörande från en senare gotiglacial transgression av Balticum. Den stundom mäktiga sand, som underlagrar blåleran och i sin tur torde underlagras av varvig lera (som jag dock endast konstaterat vid p. 11, där den uppträdde under decimeterdjup, sandig blålera), kunde möjligen tyckas tala till förmån för transgressionshypotesen. Men den torde också kunna förklaras som under Balticums sjunkande utsvämmat distalt strandgrus, kanske även på annat sätt.

Huru som helst har området småningom intagits av på grund av sedimentation och ev. avdunstning allt grundare vattensamlingar utan samband med Balticum, vari gyttja avsatts (pp. 21—23). Genom igenväxning medelst *Phragmites*, *Cladium*, starrarter, *Menyanthes*, m. m. försvunno slutligen dessa, varefter hela området kom att intagas av väldiga, sammanhängande kärrmarker, vari agen mångenstädes spelade huvudrollen.

Detta kärr synes sedan hava ägt bestånd intill Litorinahavets transgression, ostört av ancylustransgressionen, som enligt min tro icke ens nått Nosabykärrets höjd, ehuru nu detta endast befinner sig ett par meter över havsytan. Rön från åtskilliga andra av mig studerade lokaler i trakten hava styrkt mig i min uppfattning,

att Ancylussjön i Kristianstadstrakten icke kan hava nått mer än högst obetydligt högre än nuvarande havsyta. — Under Ancylussjöns regressionsskede har Balticum dragit sig allt längre, slutligen halvannan mil bort från Nosabykärrets gränser och utanför nutida kust, och dess yta har — av flere under havets nivå belägna, av mig undersökta torvmossar att döma — i Kristianstadstrakten nedgått c. 4 *m* eller något mer under Östersjöns nuvarande yta.

De enstaka brackvattensdiatomacéer, som Holst anmärkt från sanden närmast under torven, anser han ditkomma med Ancylussjön såsom relikter från Yoldiahavet. Enligt min övertygelse hava de emellertid ett helt annat ursprung. Själv har jag vid p. 22 i min profil funnit fragment av samma brackvattensarter genom hela den här tämligen luckra *Phragmites-Cladium*-torven under litorinalagret. Och liknande förhållanden har jag råkat på inom flere andra av traktens under litorinasänkningen av havet översvämmade kärr och mossar. — Jag håller för troligast, att dessa förirrade, så gott som alltid fragmentariska brackvattensdiatomacéer, som aldrig äro några andra än de i litorinalagren allmänt förekommande, antingen medföljt vid litorinatransgressionen direkt nedsipprat havsvatten eller ock kommit på sin nuvarande plats senare, kanske först efter kärrets torrläggning, genom nedträngt dagvatten, som passerat det överliggande litorinalagret och där bemängts med diatomacéfragmenten ifråga. — Det kunde ju tyckas, att — om min tolkning är riktig — även pollenspektra borde ha influerats av denna infiltration. Men detta har av allt att döma icke varit fallet (se nedan). Förklaringen härtill kan emellertid bl. a. tänkas sammanhänga med, att diatomacéerna ha större specifik vikt än pollenkornen, vilka därför lättare adhereras av och fastna i gyttjan, resp. torvens ytskikt.

Under litorinasänkningen bröt havet in över kärret, fördränkande och delvis bortsköljande den bildade torven. Det sistnämnda har i synnerhet inträffat inom Nosemöllabassängen, där vågorna pressats in och mött det från Råbelövssjön utströmmande vattnet. Här vilar fördenskull det litorinala brackvattenslagret i allmänhet direkt på det sandiga eller leriga kärrunderlaget, vars översta skikt omlagrats och inmängts med brackvattensorganismer.

Djupet i det sund, som vid Nosemölla satte Nosemöllabassängen i förbindelse med det övriga Nosabybäckenet, bör vid Litorinahavets maximistånd hava varit c. 4 *m* (p. 19), medan bredden utgjort ett 50-tal *m*. — Nosemöllahöjden (där kvarnen stått) bildade en västerifrån framskjutande udde, som skilde de bägge partierna av

bäckenet, och som omedelbart invid sundet obetydligt höjde sig ur vågorna.

När negativ strandförskjutning åter vidtog, avsnördes Nosemöllabäckenet från sambandet med Litorinahavet vid en tidpunkt, då c. 47 % av litorinahöjningen bör hava återstått. Nosemöllabäckenet intogs då till en början av en liten sjö eller damm, varigenom Råbelövssjöns vatten avbördades — när den hade något vatten att avbörda. När Östersjön drog sig tillbaka från det egentliga Nosabykärret, uppstod här ej några insjöar, utan hela området synes straxt hava inkräktats av starrformationer, vari agen ej mera ingick. Under den subboreala torrtid, som nu följde, växte också Nosemöllabassängen igen genom kärr- och skogssamhällen (genom de sistnämnda vid de torrare delarna kring avloppet). Under denna tid torde som nämnt Råbelövssjön åtminstone periodvis varit avloppslös och följaktligen Nosabybäcken ej längre fört något vatten eller i vart fall endast tillfälligt och obetydligt.

När vid den subatlantiska tidens inbrott grundvattnet i Nosabykärret steg, ersattes dess kärr- och lövskogssamhällen av mer fuktighetsfördragande magnocariceta. När sedan Nosabybäcken om vårarna steg över sina bräddar, översvämmades kärret, och sand eller lerslam avsattes i sänkorna och inlagrades i torven (obs. sandlagren vid pp. 11—12 och 24 samt lerlinsen mellan pp. 15 och 19).

Dessa fuktiga förhållanden fortsatte och troligen stegrades in i historisk tid genom Nosabybäckens igengroning och de senast sedan mitten av 1700-talet existerande kvarndammarna vid Nosaby. Genom dessas rivning och kanalgrävningarna på 1840- och 1860-talen torrlades slutligen kärret och uppodlades, varvid den subatlantisk-recenta torven alltmer sammansjunkit och destruerats.

Bekräftelsen på, att ovanstående tolkning åtminstone i sina huvuddrag måste vara riktig, giva pollenanalyserna, samtidigt som de giva en del andra antydningar av intresse. Jag skall därför slutligen göra några påpekningar och jämförelser beträffande de bägge pollendiagrammen från Nosabykärrets centrala del (= »Nosabydiagrammet») och från Nosemöllabassängen (= »Nosemölladiagrammet»). Överensstämmelse mellan båda råder i stort sett i fråga om gången av ek-, tall- och björkkurvorna, ävensom i viktiga avseenden ifråga om al-, hassel- och *Salix*kurvorna. I de äldsta, i någon större utsträckning pollenförande senglaciala lagren äro sålunda av trädslagen endast tall och björk representerade och sistnämnda i påfallande hög grad (vid bägge diagrammen c. 40 % björk och c. 60 % tallpollen), varjämte en icke ringa halt av

sälg- eller videpollen förekommer. Vid Nosabydiagrammet träffas ock en ringa procent »*Corylus*»pollen.

I yngre prælitorinala lager blir i bägge diagrammen tallpollenet dominerande (80 à 90 %), samtidigt som björk- och *Salix*pollenet avtar och ekblandskogens representanter (inklusive hasseln) bli sparsamt företrädda. De sistnämnda nå i lager äldre än litorinatransgressionen i kärret icke någon högre frekvens, i diagrammet från Nosabykärrets centrala del, där lagerföljden är mindre ramponerad av det inbrytande havet, dock slutligen nående c. 10 %.

I litorinalagret stiger ekblandskogens pollenhalt i bägge diagrammen till c. 40 % (jfr. analysen från litorinalagret i Råbelövssjön), samtidigt som al- och hasselpollenprocenten nå höga värden och även björk- och sälgpollenhalten stegras, medan tallpollenkurvan nedgår till allt lägre belopp.

I efter litorinatransgressionen bildade lager, varifrån dock spektra på grund av pollenets partiella destruering och fåtalighet måhända äro mindre tillförlitliga, sker en svagare ökning av tallpollenfrekvensen och minskning av björk-, sälg- och alpollenfrekvensen, vilken senare vid Nosemölladiagrammet är särskilt påfallande, medan ekblandskogens pollenfrekvens håller sig någorlunda oförändrad. Vid bägge diagrammen visar sig här även fåtaligt bokpollen (vid Nosemölladiagrammet även gran- och överst *Carpinus*-pollen), som vid andra punktprofiler iakttagits redan i litorinalagret (s. 571). Bägge diagrammens översta delar synas vara av (sen)subboreal ålder. Subatlantisk-recenta spektra, där bl. a. en hög bokpollenhalt varit att vänta, saknas i diagrammen, emedan inga tillförlitliga analyser kunnat erhållas från de översta starkt destruerade torvlagren (jfr. »normaldiagrammet» för en sydskånsk mosse hos L. v. Post 1919 s. 165).

Olikheter mellan diagrammen förekomma emellertid ock. Sålunda faller strax i ögonen Nosemölladiagrammets vida större oregelbundenhet, vilket uppenbart sammanhänger med, att pollenregnets modersamhällen här befunnit sig i profilpunktens omedelbara närhet. Nosabydiagrammets mera schematiska enkelhet åter skylles profilpunktens betydligt större avstånd — flere hundra meter — från de närmast pollenalstrande skogarna och snåren. Det utgör därför en tillförlitligare projektion av traktens allmänna vegetationsförhållanden än Nosemölladiagrammet, som åter i högre grad avspeglar de lokala vegetationsförhållandena i Nosemöllabassängens omedelbara närhet.

En egendomlighet för Nosemölladiagrammet är exempelvis, att detritusgyttjan strax ovan litorinalagret visar ett absolut björk-

pollenmaximum med 49 % samtidigt som ett absolut tallpollenminimum med 19 %, häntydande på att björken jämte de ädla lövträden helt eller i det närmaste undanträngt tallen i bassängens närmaste omgivning under tiderna närmast efter isoleringen.

Den kolossalt höga alpollenfrekvensen (intill 97 % av ekblandskogens, tallens och björkens pollenfrekvens) likaväl som mängden av *Salix*pollen i Nosemöllabassängens litorinagyttja och överlagrande lakustrina gyttja vittna vidare otvetydigt om, att stränderna kantats av al- och videsnår. Hasselpollenfrekvensen, som först mot slutet av insjöstadiet når sitt maximum med 60 % av trädpollenet, (samtidigt med ett sekundärt alpollenmaximum), är dock även i litorinalagret anmärkningsvärt hög, och i litorinalagret vid »bryggprofilen» omedelbart nedanför Nosemöllakullen når frekvensen 100 % av trädpollenet, sannolikt beroende på att å udden och annorstädes kring bassängen rena hasseldungar funnits, ehuru hasseln naturligtvis även ingått i de ekblandskogar, som omkransat densamma (märk även förekomsten av brända hasselnötsskal i litorinalagrens kulturlager). Möjligen har också alen ingått som beståndsdel i ekblandskogarna (se Jessen, s. 236). Dessa synas hava bibehållit sin under litorinatrangressionen erövrade rangplats i traktens skogssamhällen in i bildningstiden för de troligen sensubboreala torvlager, varifrån de yngsta analyserna härröra.

Ett karakteristikum för Nosabydiagrammets yngsta led är att hasselpollenet först här når sitt maximum med 44 % av trädpollenet, troligen emedan hasseln börjat uttränga över det torra subboreala kärret.

Nosabykärrets stenåldersfynd i relation till dess utvecklingshistoria.

Stenåldersfynden i Nosabykärret vid Nosemölla förskriva sig uppenbart, liksom fynden i Råbelövssjön, från ganska vitt skilda tider. Då härvarande fynd i motsats till nyssnämnda befinna sig in situ, kan man också mer noggrant än där fixera deras geologiska ålder. Som av det anförda framgår, kan man här urskilja dels äldre i litorinaavlagringarna inbäddade och med dessa samtidiga kulturlager (någon nedsjunkning från yngre lager är av flere anledningar utesluten), dels yngre förskrivande sig från tiden efter det Litorinahavet dragit sig tillbaka från Nosemöllabassängen.

Den i (av torv omedelbart överlagrade) litorinagyttjan inbäddade »bryggan», såväl som de under denna i gyttjan eller strandsanden funna, grovt tillhuggna skivyxorna, skrapor, borrar, knackstenar m. m. och den egendomliga sandstensklubban av »Maglemosetyp» från en nordligare lokal förskriva sig utan allt tvivel från

den tid, då Litorinahavet nådde in i bassängen vid Nosemölla och i Råbelövssjön. Detsamma gäller med all säkerhet åtminstone en del av de ben- och flintföremål, som förut vid bäckrensningar kommit i dagen (sid. 561).

Fyndens talrikhet och beskaffenhet vittna otvivelaktigt om bosättning vid fyndplatsen. Bosättningen har utan tvivel varit lokaliserad å den brant sluttande udde, som Nosemöllakullen vid denna tid utgjort, och där ej ens vid Litorinahavets maximistånd bosättning torde varit helt utesluten. Läget har nog valts framför alltmed hänsyn till de gynnsamma fiskemöjligheter, som här bör hava förelegat; kanske också emedan platsen ur försvarssynpunkt var lämplig.

Av ganska stort intresse är »bryggan» (fig. 5), som både under- och överlagras av stadig litorinalergyttja. Den har tydligen, efter att ha nedsjunkit på havsbottnen, inbäddats i havsgyttjan. Vad inrättningen i själva verket varit, är på grund av den ofullständiga utgrävningen svårt att säga. Kanske har den, som KJELLMARK antagit, varit en brygga, avsedd att underlätta landstigning vid roddfärder eller också en flotte, varmed trafiken mellan sundets närbelägna stränder uppehållits. Mindre troligt, om än icke uteslutet, synes mig, att det skulle vara rester efter en boplatsflotte, något som fyndens talrikhet under densamma kunde tyckas tala för.

Pollenanalyser från gyttjan under och mellan stockvirket (s. 571) visar ekblandsskogen på höjden av utveckling (resp. 60 och 56 %). Strax ovan detsamma har bokpollen iakttagits.

Eftersom havet lämnade Nosemöllabassängen, när ungefär halva litorinahöjningen var till ända, kan detta sättas som ifrågavarande fynds geologiska minimiålder.

Fiskeinrättningen och i samband därmed gjorda fynd av ett slipat stenyxfragment, utbuktade skivskrapor och kantbit av lerkärl m. m., vilka alla anträffats in situ i rent lakustrin gyttja, överlagrande de litorinala brackvattenslagren, tillhöra givetvis en senare tid än nyss behandlade fynd. De förskriva sig nämligen från tiden efter Nosemöllabassängens och möjligen hela Nosabykärrets isolering från Litorinahavet, då den förra inkräktats av ovan omtalade lilla sjö eller damm, varigenom Råbelövssjön haft sitt utlopp. De tillhöra följaktligen tiden efter det att c. 50 % av litorinahöjningen ägt rum och visa, (som ju var att vänta) att vid denna tidpunkt den yngre stenåldern icke var till ända.

Även beträffande dessa fynd uppvisar pollenanalysen (s. 569) värmetidens höga procent av ädla lövträdspollen (c. 50 %), varjämte bokpollenets sällsynta uppträdande torde peka på en rel. framskriden del av densamma.

Över det artefaktförande gyttjelagret vilar, som de anförda profilerna visat, en subboreal lövskogstorv och däröver ett lager av subatlantisk-recent svämlera, i sin tur täckt av torvmylla av ungt datum och rörd av plogen. Svämlerlagret har gett KJELLMARK (1919) anledning till en tolkning av lagerföljden vid Nosemölla och i Nosabykärret i övrigt, som jag icke kan dela. Innan en ingående mikroskopisk undersökning av proven från hela den invecklade lagerföljden ägt rum, var det knappast möjligt att riktigt tolka densamma, och för egen del ville jag ej dessförinnan fatta någon bestämd position. Närmast till hands syntes emellertid ligga att tolka svämleran såsom motsvarande det marina lagret ute i kärret, som det till sitt läge och i viss mån även makroskopiska utseende syntes motsvara.[1] Med denna tolkning och med hänsyn till de från yngre stenåldern härrörande fynden under den förmodade marina avlagringen drevs — ganska naturligt, men icke desto mindre enligt min övertygelse felaktigt — KJELLMARK att omfatta den tidigare av bl. a. G. DE GEER (1882) framställda men åter (1890) övergivna åsikten om en andra postglacial, i sen litorinatid försiggången transgression av havet. KJELLMARK trodde sig ock genom detta antagande bäst kunna tolka vissa svårtydda lagringsförhållanden i samband med fornfynd å Listerlandet. — Genom min ovan gjorda utredning hoppas jag hava visat, att från Nosabykärret intet stöd kan hämtas för en dylik sen transgression (tydligast torde det framgå av pollenanalyserna). Av mig sistlidna sommar företagna förnyade undersökningar av Listerlandets kärr och mossar hava dessutom gett vid handen, att ej heller dessa lära kunna åberopas som stöd för sådan sänkning. Tvärtom torde även de otvetydigt visa, att en dylik ej förekommit, vilket jag i en annan redan utarbetad uppsats hoppas kunna ådagalägga.

De i Nosabykärrets litorinalager iakttagna bokpollenen häntyda emellertid på, att havet först i framskriden litorinatid dragit sig tillbaka från kärret. Vad Nosemöllabassängen beträffar, har det dock bevisligen skett före den yngre stenålderns utgång. Att boken dessförinnan kunnat rista sin första pollenskrift i kärret är ej ägnat att förvåna, då man (av kolfynd i gånggrift; se JESSEN s. 238) vet, att den redan under gånggriftstid förekom på NO Själland.

Juni 1921.

[1] Enligt KJELLMARK l. c. skulle jag uppgivit, att jag i svämlerlagret anträffat brackvattensdiatomacéer. Det torde då varit vid en 1918 företagen preliminär undersökning, varom jag dock ej funnit någon anteckning. Att enstaka fragment av brackvattensdiatomacéer kunna anträffas i svämlerlagret, är i vart fall icke blott möjligt utan sannolikt, då jag flere gånger iakttagit dylika i Nosabykärrets och Råbelövssjöns subatlantisk-recenta svämavlagringar, sekundärt insvämmande från destruerade litorinalager (se s. 564).

Anförd litteratur.

1879 AHLÉN, A. Om stenåldersfynden i Råbelövssjön, — Kristianstad H. A. L. Årsredogörelse 1878—1879. — Kristianstad.

1915 ANTEVS, E. Landisens recession i nordöstra Skåne. — Geol. Fören. Förh. Bd 37.

1922 —— Senkvartära nivåförändringar i Norden. — Geol. Fören. Förh. Bd 43.

1882 DE GEER, G. Om en postglacial landsänkning i södra och mellersta Sverige. — Geol. Fören. Förh. Bd 4.

1890 —— Om Skandinaviens nivåförändringar under Quartärperioden. Sv. Geol. Unders. Ser. C. N:o 98.

1917 —— Fjärrkonnektionen längs de gotiglaciala gränsmoränerna i Scanodania och Nordamerika. G. F. F. Bd 39.

1899 HOLST, O. Om Östersjöns och Bottniska vikens postglaciala geologi. S. G. U. Ser. C. N:o 180.

1909 —— Postglaciala tidsbestämningar. — S. G. U. Ser. C. N:o 216.

1920 JESSEN, K. Moseundersøgelser i det nordøstlige Sjælland. — Danm. Geol. Unders. II. Række Nr 34.

1904 KJELLMARK, K. Översikt av Sveriges stenåldersboplatser. — Ymer.

1919 —— Om benredskapen från mossarna på Listerlandet i Blekinge. — Studier tillägnade Oscar Almgren 9/11 1919.

1918 LINDQVIST, S. Nordens benålder och en teori om dess stenåldersraser. — Rig 1918.

1910 MUNTHE, H. Studies in the Late-Quarternary history of Southern Sweden. — G. F. F. Bd 33.

1920 —— etc. Beskrivning till kartbladet Sövdeborg. — S. G. U. Ser. Aa, N:o 142.

1874 NATHORST, A. G. Om Skånes nivåförändringar. — G. F. F. Bd 1.

1882 —— Beskrivning till kartbladet Kristianstad. — S. G. U. Ser. Aa, N:o 85.

1919 v. POST, L. Ett par offerdammar från Skånes bronsålder. — Studier tillägnade Oscar Almgren.

1903 SARAUW, G. En stenaldersboplads i Maglemose ved Mullerup, Aarbøger for Nord. Oldkyndighed og Historie.

1917 SUNDELIN, U. Fornsjöstudier inom Stångåns och Svartåns vattenområden etc. — S. G. U. Ser Ca, N:o 16.

1919 —— Über die spätquartäre Geschichte d. Küstengegenden Östergötlands u. Smålands. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XVI.

Principerna för rörlodens arbetssätt.

Av

G. Lundqvist.

Vid lodning och vid provtagning av limniska sediment användas lodtyper av olika konstruktioner (Naumann 1916, 1917). Den för djuplodning bästa typen torde vara stora koppen å Naumanns dubbellod. Vid djuplodning i sjöar med lösare bottnar, alltså en mycket stor procent av de oligotrofa sjöarna, torde denna lodtyp vara den enda användbara av hittills förefintliga konstruktioner. Mindre lodkoppar slå nämligen igenom gyttjan och kunna giva felvärden uppgående till minst en à ett par meter. Från den i det följande nämnda Rasjön har jag sålunda fullt säkra bevis för, att även en så stor lodkopp som Naumanns övre kopp kan slå ned över en meter i gyttjan trots försiktig lodning. Man kan därför ej vara nog misstänksam mot djupkartor konstruerade på resultat erhållna med andra lod än Naumanns stora kopp eller apparater med lika stor eller större diameter.

För provtagning till noggrannare undersökningar däremot är denna modell mindre lämpad dels, emedan den ej ger rena prov och dels, emedan den endast tager diskontinuerliga provpelare i olikhet med rörloden av olika typer. Det är särskilt dessa, som äro av intresse för noggrannare sedimentstudier å djupare vatten.

Principen för profillodet är helt enkel: ett rör med en lufttät ventil i övre delen. Naumann, som först konstruerat och använt en dylik apparat, har genom akvarieförsök studerat de olika typernas arbetssätt i bottensedimentet. Någon uppfattning om lodets exakta arbetssätt i djupare lager och om provpelarens verkliga storlek erhöll han dock ej, utan nöjer sig med att uttala som sin övertygelse, att provpelaren sammantryckes till betydligt mer än 100 % av sitt verkliga mått. På bl. a. denna punkt har jag kompletterat Naumanns studier.

En van provtagare erhåller nästan alltid exakt lika stora provpelare i rören förutsatt samma storlek å såväl rör som ventil användes, att bottensedimentet är lika, och att inslaget är lika hastigt i de olika fallen. Gäller det endast att studera ytgyttjan och

övre delarna av djupgyttjan är den bästa modellen NAUMANNS sista rörhållare (en gaffel med belastningen förskjuten så långt ner som möjligt) kombinerad med 2 × 30 *cm:s* glasrör och en ventil av NAUMANNS vanliga konstruktion.

Betydligt svårare blir frågan, då det gäller att nå ner så långt som möjligt i djupgyttjan. Vid studiet av sedimentbildningen i sjöarna är det ju av största vikt att nå ned ända till underlaget. Detta har ännu ej lyckats med någon typ och torde ofta vara omöjligt.

Då NAUMANNS lod syntes mig taga väl korta provpelare, gjorde jag en annan typ med korrektioner för de fel, jag misstänkte vidlåda den gamla. Anledningarna till dess till synes obetydliga vertikala aktionsradie antog jag vara den ringa vikten (1½ *kg*, denna siffra liksom följande viktuppgifter referera sig naturligtvis till vikten i luft), och den smala ventilen, som ej skulle tillåta vattnet att utströmma nog hastigt. Ett bevis för detta sista antagande syntes vara den omständigheten, att man erhåller längre provpelare, om lodet får sjunka långsamt i gyttjan. Det nya lodet (typ A) gav jag 4 *kg:s* belastning och gjorde ventildiametern (konisk metallventil) lika med rörets d. v. s. 20 *mm* (mot NAUMANNS c:a 5.5 mm).

Till NAUMANNS modell använde jag 60 *cm* långa förbränningsrör. Lodtyp A utgjordes av ett 50 *cm* långt blybelastat järnrör, i vilket ett glasrör kunde införas och fasthållas. Med denna nya modell erhöll jag 2—3 gånger så lång provpelare som med NAUMANNS. Resultatet föreföll alltså vara betydligt bättre. Hur det i själva verket förhöll sig skall visas längre fram.

Då jag emellertid i vinter arbetat med hårdare bottnar (lergyttja), modifierade jag den nyssnämnda typen. Formen på blybelastningen gjordes längre och smalare, vikten 5 *kg*, och som ventil använde jag helt enkelt NAUMANNS, emedan metallmodellen ställer sig oerhört mycket dyrare (över 30 kr. mot NAUMANNS 3 kr.) Denna sista modell, typ B, har jag tyvärr ej haft tillfälle att pröva i en typisk oligotrof botten, men med all säkerhet utgör den efter omändring, typ C, sid. 599, ett framsteg även där.

Som redan förut framhållits, är det ej bekant hur stor del av sedimentet som provtagaren hämtar med sig. Detta mått står nämligen på intet sätt i samband med hur långt röret nedföres i sedimentet.

Redan vid en preliminär undersökning av understa i röret erhållna prov inser man, att detta är ganska gammalt. Särskilt gäller detta de oligotrofa sjöarnas sediment. Någon tillämpning

av den metod Nipkow (1920) använt för sina studier över sedimentationen i Zürichsjön är alltså ej möjlig inom Sveriges oligotrofa områden, även om man hade till sitt förfogande en i planktoniskt hänseende så noga känd sjö som Nipkow hade. Tvivelaktig synes mig den metod Ekman (1905) använt, emedan man knappast kan erhålla fullt rena prov i de av honom föreslagna hålen utanpå provtagaren.

För att få någon uppfattning om provtagarnas vertikala aktionsradie har jag därför använt den inom den svenska torvgeologien vanliga pollenanalytiska metoden. Den enkla metoden finnes i detalj beskriven av Erdtman (1921) vartill hänvisas, jämför dock även von Post (1916).

För att utforska lodens arbetssätt i olika bottentyper utvalde jag dels en oligotrof sjö, Rasjön i Jönköpings län, med vilken jag arbetat vid skilda tillfällen sedan 1917, och dels en eutrof lermarkssjö, Drevviken S om Stockholm, som jag undersöker tillsammans med Fil. Mag. H. Thomasson.

I dessa sjöar uppborrades å lämpligt djup i Rasjön å c:a 5 *m*, i Drevviken å c:a 6 *m* med Hillers torvborr en profil med prov i Rasjön å var 25:te, i Drevviken å var 5:te centimeter. Dessa prov analyserades sedan och jämfördes med diagram över provpelare upptagna med profilloden och analyserade för var femte mm. Översta delen av provpelaren blir dock vid uttagningen lätt omrörd, varför denna del ej medtogs.

Oligotrof gyttjebotten. Belägen å 5 m:s djup och 120 m från land i Rasjön. Gyttjan är i borrkannan av mycket lucker och grovklimpig, starkt elastisk konsistens, alltså en typisk oligotrof profundalgyttja.

Å denna plats avprovade jag Naumanns modell och typ A. Som redan nämnts erhölls med denna sistnämnda en 2—3 gånger så lång provpelare som med Naumanns och då den därför är fullständigare genomarbetad än de övriga, vill jag i korthet redogöra för diagrammet ur densamma och nöjer mig sedan med att i korthet konstatera resultaten av de övriga. Dessa ha nämligen visat sig stämma väl med detta.

De mest framträdande kurvorna i diagrammet (Fig 2) äro björk- och tallkurvorna. De äro dock tämligen intetsägande. Av vikt äro dels de nivåer vid vilka de skarpt gå emot varandra, och dels den övre nivån, där de skära varandra.

Av största betydelse för diagrammets tolkning är däremot grankurvan. I nedre hälften av diagrammet håller den sig på högst

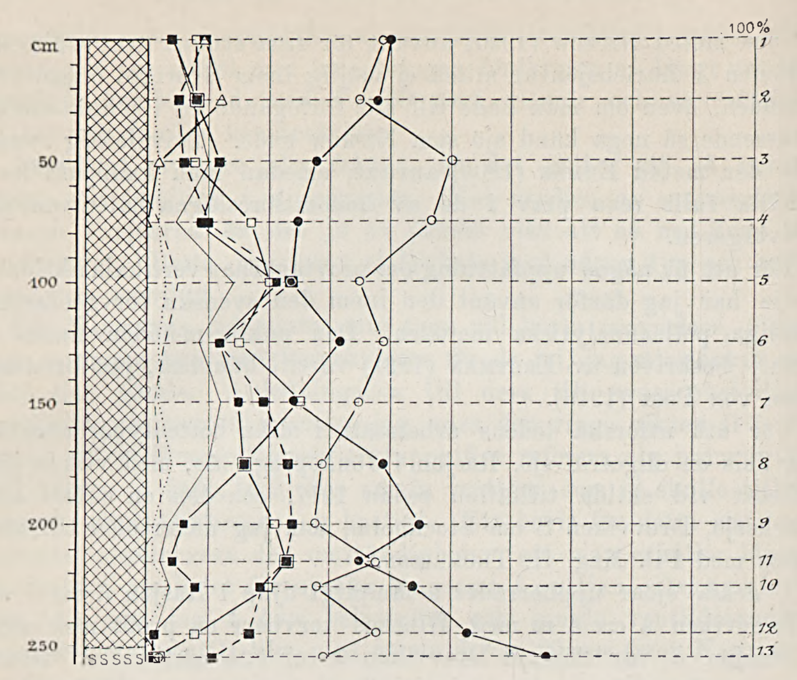
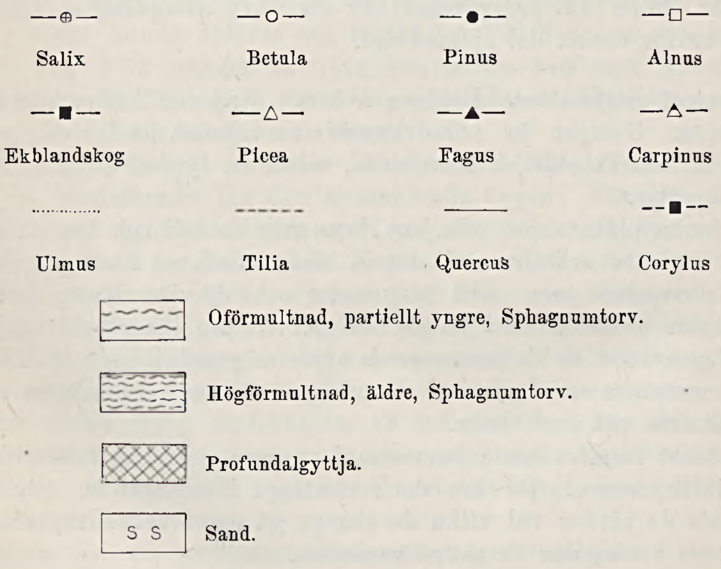


Fig. 1. Pollendiagram ur den borrade profilen i Rasjön.



Siffrorna till höger äro provens nummer.

ett par procent men stiger rätt hastigt högre upp. Ekblandskogens kurva ligger där hela tiden anmärkningsvärt högt, den når ända upp till 18 % men håller sig eljest vid c:a 10 %. Huvudsakliga komponenten i ekblandskogen är eken, som med all säkerhet åtminstone till stor del är *Quercus sessiliflora*. Nederst utkilar lindkurvan. Inom hela mittpartiet av pelaren håller sig *Fagus* ganska konstant. Nedåt finnes även *Carpinus* i 2 % (ej medtaget prov). Detta diagram, vars övriga detaljer äro onödiga att påpeka, igenkännes väl å diagrammet ur den borrade profilen (Fig. 1).

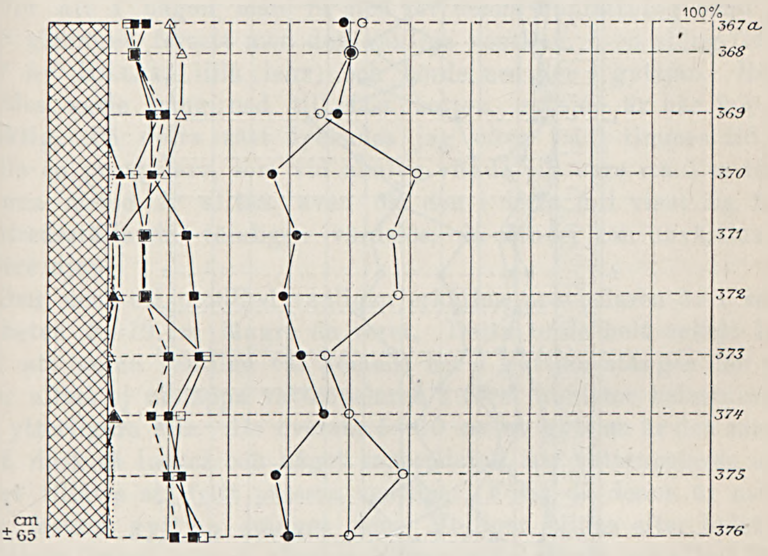


Fig. 2. Pollendiagram ur provpelare upptagen med lodtyp A. Provpelaren förminskad till 4/5 av storleken i lodet.

Det nu behandlade diagrammet ger ingen säker uppfattning om den tidslängd provpelaren representerar. Man brukar ju för dateringen av yngre lager till stor del begagna sig av grankurvans förhållande till gränshorisonten, den subboreal-subatlantiska kontakten (se t. ex. Lundqvist 1920).

För att alltså fastställa nivån för denna kontakt i provpelaren uppborrades en mosse belägen omedelbart invid Rasjöns norra ände, och i vilken gränshorisonten var stratigrafiskt synnerligen väl utbildad. Av det härur erhållna diagrammet (Fig. 3) framgår, att grankurvan börjar c:a 20 *cm* under gränshorisonten och den rationella granpollengränsen faller först c:a 3/4 *m* över densamma. Av

bl. a. denna kurvas förlopp framgår, att diagrammet är av VON POSTS (1920) västsvenska typ.

Kurvornas förlopp visa alltså, att gränshorisontens nivå faller c:a 1 $^{3}/_{4}$ *cm* över botten i provpelaren. Som korollarium av denna undersökning följer även, att i Rasjön under hela den subatlantiska tiden (c:a 2,300 år) å observationspunkten sedimenterats endast 60—70 *cm* gyttja. Siffran är förvånansvärt låg men är sannolikt normal för oligotrofa sjöar vid detta djup.

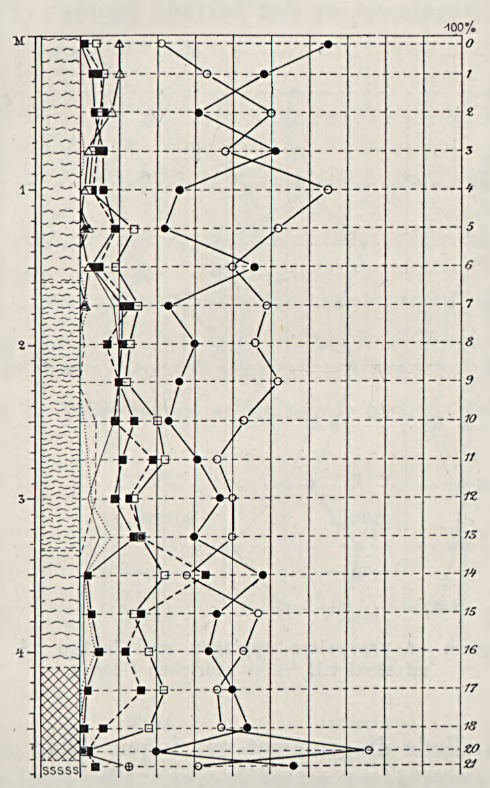


Fig. 3. Pollendiagram från mossen vid norra delen av Rasjön. Märk grankurvans gång i förhållande till gränshorisonten.

I samband härmed må påpekas, att dessa siffror ej kunna jämföras med HEIMS (1900) och GÖTZINGERS (1911) siffror å sedimentationen i Vierwaldstättersjön resp. Lunzer Untersee. Sedimenten där äro nämligen minerogena (djupvattenssvämlera?).

En noggrann jämförelse mellan diagrammet (Fig. 2) och det ur borrprofilen erhållna (Fig. 1) visar alltså tydligt, att i en c:a 50 *cm* lång profilstickare i en normal oligotrof botten erhålles en

ursprungligen c:a 65 *cm* lång provpelare. Denna siffra förefaller ju föga respektabel men av det föregående framgår ju, att detta belopp utgör i Rasjön hela den subatlantiska lagerserien och dessutom en del av den subboreala.

Med NAUMANNS profillod erhålles en c:a 10 *cm* längre provpelare, vilket väl framgår av analyserna. Denna omständighet synes mig bevisa att provdjupet i en oligotrof gyttjebotten och därmed till konsistensen likartade bottnar är beroende på avståndet mellan rörets underkant och ventilen. Av underordnad betydelse är däremot inom vissa gränser belastningen.

För att i någon mån få stöd för denna uppfattning band jag fast glasröret, försett med den vanliga ventilen, å en stång (längder av HILLERS lilla borr) och körde ned det i gyttjan. Röret kördes varje gång ned till fast botten, gyttjan är här 2 ½ *m* mäktig. På detta sätt lyckades jag efter c:a 1 timmes tid erhålla en provpelare, som vid analys visade sig vara c:a 1 *m* lång. Denna metod är alltså, även om den i detta fall visat sig fullt tillfredsställande, tämligen värdelös, då den ej kan användas på större djup.

Den med ett profillod vanligen erhållna provpelaren är i verkligheten 5—10 *cm* längre än röret. Detta torde helt enkelt bero på, att sedan ventilen väl kommit ner i gyttjan stänges den och kan alltså ej utsläppa vattenpelaren i röret hur stor belastningen än ytterligare blir. De översta 5—10 *cm* av gyttjan är den sannolikt dock så lucker och något suspenderad, att vattenpelaren alltjämt tillåtes att fritt passera ventilen. Först då denna är nere i den fastare gyttjan stänges den. Möjligen bildas efter lodet en gyttjefri kanal, som ej sjunker tillsammans genast och alltså lämnar vattenpelaren fri passage genom ventilen.

Som förut nämnts är den i röret erhållna provpelaren endast 5—10 *cm* lång, varav alltså framgår, att ett gyttjeskikt i sitt naturliga tillstånd med en så obetydlig belastning som något över 1 ½ kg pr cm^2 sammantryckes till $^1/_6$—$^1/_{12}$ av sin ursprungliga mäktighet. Denna siffra kan vara av ett visst intresse vid diskussionen om den limnotelmatiska kontaktens nedpressningsmöjligheter.

Genom analys av flera provpelare å samma ställe framgår det, att profilloden med ganska stor precision taga lika djupt varje gång. Detta är av ett visst värde, om det gäller att jämföra gyttjan på olika djup i samma sjö. På detta sätt blir det nämligen möjligt att t. ex. jämföra sedimentationens relativa mäktighet inom olika delar av sjön. Sålunda anser jag mig på detta sätt i Rasjön

ha konstaterat, att gyttjebildningen sker hastigare ute på djupare vatten. Om denna skillnad i sedimentationshastigheten beror på de olika mäktiga plankton- och detritusförande vattenpelarna eller på omsedimentationen kan jag för närvarande ej avgöra. Den sistnämnda omständigheten torde dock vara av stor vikt. Frågan skall emellertid beröras i annat sammanhang.

Eutrof lergyttjebotten. Provbotten är belägen i Drevviken nedanför Drevvikens station c:a 100 *m* från land och å 5 $^3/_4$ *ms* djup. Sedimentet är här en lergyttja, som i jämförelse med den förut avhandlade oligotrofa gyttjan är av ganska fast konsistens.

Här avprovades enligt samma metod utom de förut använda båda lodtyperna den nämnda förbättrade modellen typ B. I en uppborrad profil togos prov å var 5:te *cm*, emedan kurvorna vid glesare prov voro föga karakteristiska. Dessa täta prov ur borrprofilen gjorde det möjligt att konnektera proven ur provpelaren genom endast ett par prov ur densamma.

Resultatet blev nu följande. NAUMANNS lod tager i denna botten med sig en c:a 6 *cm* lång provpelare som i verkligheten är 25—30 *cm* lång. Med typ A blev resultatet c:a 40 *cm*. Provpelaren var 10 *cm*. Resultaten voro alltså även om gyttjans relativa fasthet tages med i beräkningen tämligen dåliga. En provpelare, som endast är c:a 40 *cm* lång, är ju tämligen värdelös i en sjö med så kraftig sedimentation som Drevviken. Endast de abiegna sedimenten utgöra nämligen å observationsplatsen över 2 m. THOMASSON och jag ha här borrat genom $6^1/_2$ *m* lergyttja med olika stark lerhalt men ha ännu ej lyckats nå ned till odisputabel glaciallera. Å 480 *cm* under sedimentytan fanns *Tellina*. Endast dessa siffror äro ju ett kriterium på hur betydlig sedimentationen är här. Troligen är förhållandet tämligen likartat i alla lermarkssjöar, som inom parentes sagt i alla avseenden bilda en sjötyp för sig. Samma förhållande gäller säkerligen alla sjöar med stark minerogen sedimentation. Tillkommer så, såsom fallet ofta är, åtminstone inom södra Sverige, en mer eller mindre stark eutrofiering, ökar ju även detta i sin mån de bottenfällda sedimentens mäktighet.

Med den förut omnämnda modifierade provtagartypen B erhölls å samma försöksbotten c:a 65 *cm* långa profiler, vilka komprimerats till 9—10 cm. Då rörets längd var 65 *cm*, var med andra ord lodets vertikala arbetsförmåga slut i och med, att provpelare lika långa som röret erhållits och lodtypen samtidigt att jämföra med NAUMANNS i en oligotrof botten. Det vill med andra ord säga, att man nu direkt kan tillämpa resultaten från Rasjön. För att få lodet att arbeta djupare måste alltså avståndet mellan rörets

underkant och ventilen ökas. Att ha längre rör vore i praktiken visserligen förmånligt men rätt ohanterligt. Jag löste därför frågan helt enkelt genom att koppla ventilen vid röret med en 2 *m* lång gummislang. Denna metod har dock en svaghet. Man kan ju ej vara fullt säker på att ej slangen av en eller annan anledning snor sig om linan och förblir hopklämd, så att vattnet hindras att rinna igenom. Med försiktighet vid provtagningen torde dock denna möjlighet kunna uteslutas. Risken för att slangen, då den kommer ned i gyttjan, blir hopklämd, torde även vara rätt liten, dels på grund av det allsidiga trycket och dels på grund av den ringa slangdiametern, som ju ökar stabiliteten.

Sedan provtagaren ommonterats på detta sätt, typ C, gjordes nya försök. Dessa resulterade i att en ursprungligen 85—95 *cm* lång, i röret 12—16 *cm* lång provpelare erhölls.

Som belägg för resultaten, vill jag här redogöra för ett mera fullständigt diagram. Att reproducera alla vid undersökningen använda diagram och konnektionsremsor kan av utrymmesskäl tyvärr ej gå för sig och torde även vara onödigt.

Diagrammen (Fig. 4 och 5) äro från lagerföljden nedanför stationen. Provpelaren är tagen med typ C. Diagrammet ur provpelaren är ritat i en för konnektering lämplig skala, som erhållits genom inpassande av de enskilda proven å borrdiagrammet.

I ögonen fallande är ju i båda diagrammen tallkurvans knän dels i nedre och dels i övre delen. Genomgående är ju även den mjukt svängda båge som grankurvan gör i båda fallen. Ekblandskogs- (vanligen = ek-) och hasselkurvorna gå ju även i stort sett ganska lika. Översta proven i båda fallen äro ju så gott som identiska. Detta är givetvis mera en slump. Ju tätare prov man analyserar dess talrikare variationer å kurvorna får man nämligen fram. Det visar sig då ofta, att kurvorna kunna göra ganska skarpa knyckar på korta avstånd. Dessa kunna t. o. m. bli ganska förvirrande, då det gäller att konnektera två diagram, som ej äro fullt lika, d. v. s., i vilka proven ej förskriva sig från exakt samma nivåer. Av detta skäl har i borrdiagrammet endast medtagits proven för var tionde *mm*. Gäller det däremot att å ett diagram inpassa ett eller ett par prov är det bättre från ju flera nivåer prov finnas i jämförelsediagrammet.

Diagrammet fig. 5 visar bland annat även, att det av NAUMANN omnämnda reduktionslagret här är c:a 30 *cm* mäktigt. Med samtliga lodtyper ha försök gjorts dels med hastigt (fritt fall) och dels med långsamt inslag. Resultaten ha alltid blivit, att provpelaren i röret blir längre vid långsamt inslag men ursprungliga mäktig-

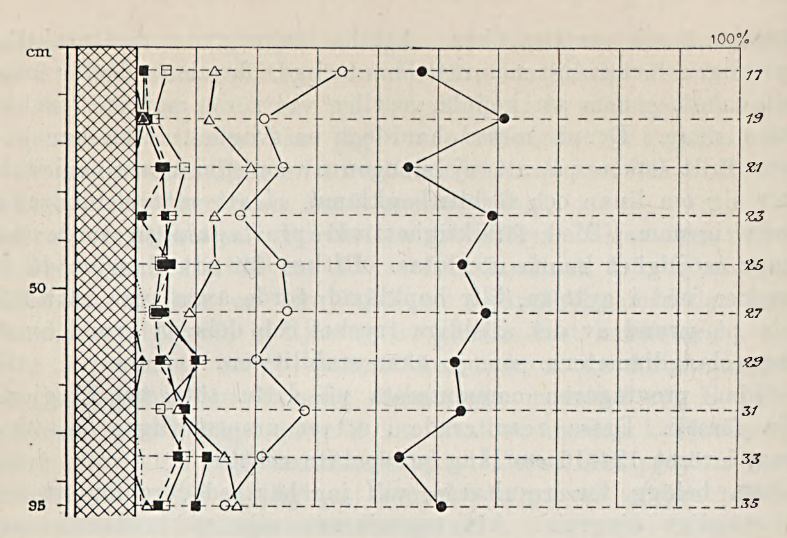


Fig. 5. Pollendiagram ur den borrade profilen nedanför stationen i Drevviken.

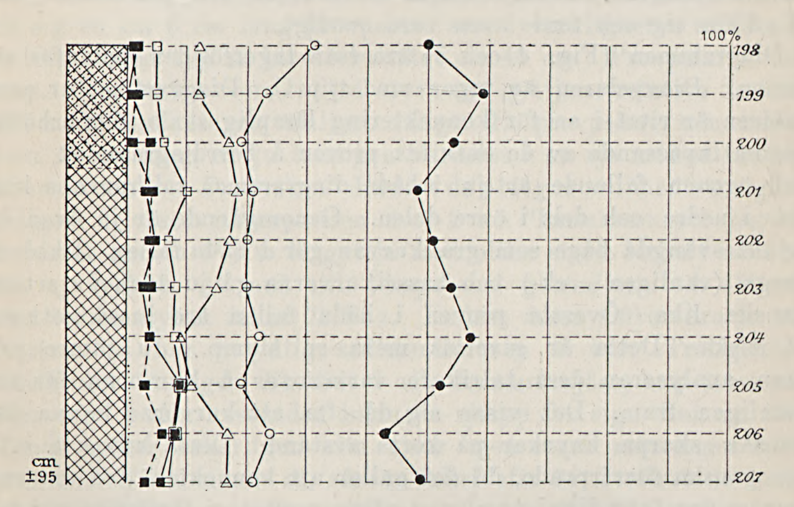


Fig. 5. Pollendiagram ur provpelare upptagen med lodtyp C. Den övre prickade delen motsvarar NAUMANNS reduktionslager.

heten, så vida jag kunnat finna, alltid densamma. Kompressionen av gyttjepelaren blir alltså mindre (c:a 6 gånger) vid långsamt men större (7—8 gånger) vid hastigt inslag, siffrorna gälla i båda fallen typ C. Å kompressionen inverkar även tjockleken å rörgodset på så sätt, att pelaren blir avsevärt kortare då godset ökas. Pelarens ursprungliga längd är även i detta fall densamma som ovan.

Då sedimentens konsistens i Drevviken äro ganska olika inom olika delar av sjön (åtminstone inom det stora södra partiet) har jag gjort motsvarande observationer å ett par andra bottentyper där. Vid Kumla-viken i östra delen av ifrågavarande sjöparti ligger ett område med isälvsgrus. Man kan ju vänta, att gyttjan här på grund av de minerogena beståndsdelarnas storlek skall vara av betydligt fastare konsistens än i västra delen, där omgivningarna utgöras av lera och berg.

Provtagningen utvisade, att gyttjan här är betydligt sandigare än å andra ställen i sjön. Särskilt grovsandig är den allra överst och i botten på den provpelare, som erhölls med lodtyp C. Provpelaren var inom denna del av sjön kortare än å andra ställen. Mikroskoperingen utvisade att NAUMANNS lod här tagit en c:a 20 *cm* lång pelare som i röret var 5 *cm*. Typ C hade tagit 60—65 *cm* som var sammantryckt till 9 *cm*. Typ A hade tagit 40 *cm* och pelaren var 7 *cm*, alltså i båda avseendena ett medeltal emellan de andra värdena. Denna relation mellan verklig längd och längd i röret visar ju sedimentets vertikala homogenitet å observationsplatsen.

Av intresse i fråga om pollendiagrammen här är, att å en bestämd nivå 20 *cm* under sedimentytan återkommer såväl i provpelarna som i den borrade profilen 1 % *Myriophyllum alterniflorum*. Detta är inom parentes sagt fallet i flera av Stockholmstraktens sjöar t. ex. Järlasjön. Denna karakteristiska nivå utgör bottenlagret i pelaren, som erhölls med NAUMANNS lod.

En bottentyp som i mekaniskt hänseende utgör ett mellanting mellan dessa båda Drevviksbottnar ha vi anträffat i nordvästra viken av Källtorpsjön S om Stockholm. Botten är en skenbart mycket lös gyttjebotten, närmast av oligotrof typ. Lodet (typ C) tog här med endast c:a 80 *cm* alltså 10—15 *cm* mindre än i den betydligt fastare, först behandlade Drevviksbotten. Gyttjans konsistens verkade som nämnt så ytterligt lös, att jag väntat ett betydligt djupare inslag. Att så ej blev fallet torde bero på, att gyttjan här vid mikroskopering visade sig vara mycket starkt sandhaltig. Gyttjepelaren var här sammanpressad 6—7 gånger. Av intresse med denna observationsbotten är för övrigt att de abiegna lagren här äro precis lika mäktiga som lodet förmår arbeta sig ner, vilket utvisar en för dessa trakter ovanligt klen sedimentation. Omedelbart under denna nivå följer gyttjelera (Litorinasediment).

Lerbotten. Ju fastare bottensedimentet blir dess mindre prov tar lodet naturligtvis därav. För att få en uppfattning om typ

C:s arbetsförmåga i lera tog jag prov å ett lergrund mitt i S delen av Drevviken. Djupet var där 5 *m*. Lodet gick ut ganska hastigt och slog in c:a 23 *cm* i leran. Provpelaren var i detta fall 22 *cm* lång. Lerans sammanpressning är med andra ord tämligen obetydlig. I fastare leror torde man därför sannolikt kunna ta för gott, att bottennivån i provpelaren verkligen befinner sig i rätt läge i förhållande till sedimentytan, vilket emellertid, som av föregående framgår, är fullständigt omöjligt i lösare bottnar.

Av alla tecken att döma skulle rörloden taga kontinuerliga profiler, vilket ju även NAUMANN inlagt i sin benämning å desamma: kontinuerliga profilstickare. Att så emellertid ej alltid är fallet har jag med visshet kunnat konstatera. Vid undersökning över sedimentationen i en vik av Järlasjön, utanför Stockholm förvånade det mig, att lodet (typ C) tog en profil av följande utseende:

A. c:a 1 *cm* *Gyttja*, ävjeblandad.

B. c:a 2 » *Lera*, något gyttjig.

Under förutsättning att detta lerlager ej var svämlera, vilket dock på grund av läget var osannolikt, föreföll det ytterst märkvärdigt att gyttjesedimentationen här vore så minimal som profilen ger vid handen. Jag uppfattade nämligen leran först som Litorinalera. En profilborrning med HILLERS borr gav emellertid ett helt annat resultat än profillodningen. Profilen var nämligen:

A. 100 *cm* Gyttja, grågrön, ytterst lös, rikligt genomdragen av *Vaucheria*-rester i olika nivåer och under varje dylik nivå ett vattenfyllt hålrum; övergår nedåt kontinuerligt i

B. 40 *cm* Lergyttja, grå, blir nedåt allt lerigare och sandigare, övergår i

C. 60 *cm* Lera, sandig ljusgrå;

D. 30 *cm* Lera, blågrå och röd-gulaktig flammig, (varvig lera?)

Genommikroskopering av proven gav ett ytterst förvånande resultat. Undantagandes det översta obetydliga gyttjelagret hade lodet ej tagit med någonting förrän på c:a 150 *cm* under gyttjeytan. Anledningen härtill är säkert gyttjans ytterst lösa konsistens i förening med de rikliga *Vaucheria*-resterna och hålrummen.

Detta resultat understryker alltså, på det skarpaste, att man bör vara ytterst försiktig vid bedömning av sedimentationen enbart på undersökningar med rörlod. Om möjligt böra de kompletteras med borrprofiler. Ty borrningstekniken är ännu så länge den fullkomligaste, när det gäller stratigrafiska studier i sjöar. Oduglig är den däremot, om det gäller studier över ytlagren. Där blir profillodet det enda användbara, emedan det luckra ytlagret

blir omrört och fullständigt otillgängligt för noggrannare undersökningar vid borrningen. Man kan ju möjligen riskera överhoppning av ytlagret men dess närvaro kan åtminstone i eutrofa sjöar alltid konstateras genom påvisandet av avdöende, nyss sedimenterade växt- och djurrester.

Zusammenfassung.

Titel der Arbeit: Die Principien für die Arbeitsweise der Rohrloten.

Bei Probeneinsammlungen von lockeren Sedimenten spez. verschiedenen Gyttja-Typen in den Seen, muss man ein Rohrlot benutzen. Der erste von diesen Typen ist von NAUMANN (1917) konstruiert. Er hat aber nur, wenn es sich um die Probenentnahme oberflächlicher Schichten handelt, die Arbeitsprincipien derselben etwas erklärt. Eine genaue Kenntniss von der Arbeitsweise der Rohrloten in tieferen Sedimentschichten ist aber notwendig für die richtige Auffassung von den erhaltenen Proben und auch für das Konstruieren von neuen Lottypen unentbehrlich.

Schon bei einer preliminären Untersuchung versteht man, dass die untersten Proben im Rohrlot sehr alt sind, ein Verhältnis, das in den oligotrophen Seen mit ihren geringen Sedimentation viel schärfer wird.

Da die Süsswassersedimente gewöhnlich ungeschichtet und oft auf Tiefen von mehreren Metern vollständig homogen sind, ist es beinahe unmöglich zu wissen wie Tief die Rohrlote arbeiten. Ich habe dafür, die in der schwedischen Torfgeologie benutzte pollenanalytische Metode [VON POST (1916), ERDTMANN (1921)] angewendet.

Mit Hilfe der Rohrlote habe ich Profile genommen und diese für jeden fünften Millimeter pollenanalysiert. Dann habe ich in der unmittelbaren Nähe des Observationspunktes mit Hilfe eines HILLERschen Torfbohrers ein Profil gebohrt und dieses für jeden fünften Centimeter analysiert. Die so erhaltenen Diagrammen sind mit einander kompariert.

Für die Untersuchung habe ich Boden von verschiedener Lockerheit benutzt. Da ich aber fand, dass das NAUMANN'sche Rohrlotmodell für härteren Boden nicht benutzbar ist, modifiierte ich dieses. Das NAUMANNlot wiegt c:a $1^1/_2$ *kg* und ist dafür zu leicht. Die neuen Modellen Typen A, B und C wiegen: Typ A c:a 4 *kg* und Typ B c:a 5 *kg* und sind mit demselben Glasventil wie NAUMANNS ausgerüstet. Typ C ist Typ B ähnlich aber mit einem 2 *m*

langen Gummischlauch am Rohrlot befestigt, eine Veränderung, die in lockeren Boden sehr wichtig ist, was im Folgenden gezeigt wird. In lockeren Boden (Gyttja u. s. w.) arbeitet das Rohrlot auf folgende Weise. Das Rohrlot sinkt selbstverständlich im Schlamm bis die Faktoren das Sinken verhindern. Das Eindringen der Sedimenten im Rohrlot beruht aber nicht darauf, wie tief das Rohr einsinkt, wenn man Ventil ohne Gummischlauch benutzt. Durch mehrere Versuche habe ich konstatiert, das kein Sediment mehr eindringt, wenn das Ventil etwa 5—10 *cm* unter die Sedimentfläche niedergesunken ist, trotzdem das Ventil oft 1—2 *m* unter diese Fläche gelangt ist. Das Eindringen von Sediment ist also von dem Abstand zwischen dem Unterkant des Rohres und dem Ventil abhängig. Um lange Profile zu bekommen muss also dieser Abstand gross sein und dadurch ist es, wie oben genannt, sehr einfach einen Gummischlauch zu benutzten.

Die erhaltenen Schlammpfropfen sind auf diesem oligotrophen Versuchsboden (Rasjön in Provinz Småland) etwa 5—10 *cm* lang und in der Wirklichkeit etwa 60—70 *cm* lang. Dieses giebt also eine Zusammenpressung von etwa $^1/_6$—$^1/_{12}$ der ursprünglichen Länge. In härteren Boden sind die Verhältnisse ganz anders. Hier sinkt das Rohrlot nicht so tief und je härter der Boden ist um so unwichtiger ist es einen langen Ventilabstand zu benutzen.

In härteren Boden ist also das Gewicht des Apparates von grösserer Bedeutung als der Ventilabstand, und diese Eigenschaften verändern sich mit zunehmender Lockerheit des Bodens. Die im Apparat befindliche Schlammwurst ist in diesem Boden (Tongyttja in dem See Drevviken südlich von Stockholm) 12—16 *cm* lang und in der Wirklichkeit 85—95 *cm.* Diese Ziffern geben also eine Zusammenpressung von $^1/_5$—$^1/_8$ der ursprünglichen Länge.

In festem feinkörningen Boden: Ton u. s. w., nimmt das Rohrlot einen Schlammpfropf von derselben Länge wie der Apparat niedersinkt, an.

Wie NAUMANN hervorgehoben nehmen diese Rohrlote im Princip kontinuierliche Schlammwürste. Dies ist aber in der Praxis nicht immer das Verhältniss. Ich habe z. B. in dem See Järlasjön in der Nähe von Stockholm eine Ablagerung gefunden die unmöglich mit dem Rohrlot heraufzuholen war. Mit einem Torfbohrer wurde konstatiert, dass der Gyttja hier von *Vaucheria* durchzogen ist und, dass zwischen stärkeren Thalluslagern Räume mit Wasser gefüllt liegen. Eine nähere Untersuchung zeigte, dass das Rohrlot hier $1^1/_2$ *m* Gyttja auslassen hatte und erst als es in den Ton gekommen war einen Probenpfropf genommen hatte. Dieses Resul-

tat zeigt, dass es speziell in den Litoralzonen sehr riskabel ist, die Ablagerungen nur mit Rohrloten zu untersuchen.

Um durch Konstatieren, wie tief das Rohrlot unter die Sedimentfläche gesunken ist, ist es unter besonderen glücklichen Umständen möglich die ursprüngliche Länge des Profils zu messen. Dies ist aber unmöglich, wenn man nicht einen Ventilabstand benutzt, der so gross ist, dass das Ventil niemals in Sediment einsinken kann. Von den Resultaten im Järlasjön geht aber hervor, dass man nicht immer ganz sichere kontinuierliche Profile mit einem Rohrlot erhalten kann.

Bei der Zusammenstellung der praktischen Resultate die für Neukonstruktionen wichtig sind, will ich Folgendes hervorheben. Die Rohrlote sinken oft in lockeren Boden viel tiefer als die Länge des Apparates. Wenn das Ventil unter die Sedimentfläche gekommen ist, kann niemals mehr Sediment in das Rohr eindringen, wie tief auch das Rohrlot sinkt. In lockeren Boden ist es also notwendig einen langen Ventilabstand (z. B. ein Gummischlauch) zu benutzen. Je härter der Boden ist um so unbedeutender wird der Ventilabstand und um so wichtiger die Schwere des Apparates.

Stockholm i april 1922.

Efterskrift.

Under innevarande sommar ha ovan avhandlade undersökningar fortsatts, huvudsakligen i Upplands sjöar. Härunder vunna resultat dels bekräfta eller korrigera, dels komplettera mina föregående erfarenheter, varför ett par tillägg böra vara berättigade.

Det i eutrofa sjöar förekommande reduktionslagret har visat sig vara en zon med tunna grå och svarta skikt. Den svarta färgen beror på riklig närvaro av pyrit. Skillnad i fossilinnehåll å de båda skikttyperna märkes. Skiktning har iakttagits även å så pass obetydligt djup som 5 m (i Drevviken). Reduktionslagret är utbildat även i Östersjön (observerat utanför Ornö). Vad denna principiellt viktiga skiktzon betyder i sjöns utvecklingshistoria är under utredning.

Lodtyp C har nu provats även i lösbottensjöar av olika slag och visat sig arbeta synnerligen väl. Provpelare å $1^1/_2$—2 m:s ursprunglig längd är ej ovanligt, att man erhåller. I Kolsjön (liksom följande i Uppland) t. ex. tager rörlodet med sig 190 cm gyttja sammanpressad till ca $^1/_5$. I Kornan (Nymphæacégyttja) tar det en 2 m lång pelare sammanpressad till $^1/_5$. I den närbelägna Bäcksjön (Lyngbyagyttja) tar det nära 3 m likaledes komprimerad till $^1/_5$ o. s. v.

I flere sjöar med olikfärgade gyttjelager, sandskikt etc. har jag genom samtidig borrning och provtagning med rörlod av olika typer utan mikroskopering direkt kunnat konstatera riktigheten av i det föregående visade resultat.

Att konstruera rörlod, som arbeta ännu djupare blir enligt i det föregående angivna principer ej svårt. För exkursionsbruk torde man dock knappt kunna använda tyngre apparater än typ C.

Litteratur.

EKMAN, V. WAHLFRID (1905). An Apparatus for collection of Bottom-Samples. — Conseil permanent international pour l'exploration de la mer. Publications de circonstance. N:o 27. — Copenhague.

GÖTZINGER, G. (1911). Die Sedimentierung der Lunzer Seen. Verhandl. der K. K. geol. Reichsanst. — Wien.

HEIM, A. (1900). Der Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstättersees. — Geol. Nachlese. N:o 10 in Vierteljahrschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich. 1900. XLV (pag. 164).

NAUMANN, E. (1916). Om provtagning av bottengyttjor vid djuplodning. — S. G. U. Årsbok n:o 9.

—— (1917). Om profillodning i gyttje- och dyavlagringar. — S. G. U. Årsbok n:o 10.

NIPKOW, F. (1920). Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen des Schlammabsatzes im Zürichsee. — Zeitschr. f. Hydrologie.

LUNDQVIST, G. (1920). Pollenanalytiska åldersbestämningar av flygsandsfält i Västergötland. — Sv. Bot. Tidskr. Bd. 14.

VON POST, LENNART (1916). Skogsträdpollen i sydsvenska torvmosselagerföljder. — Forhandl. ved 16 Skand. naturforskermøte.

—— (1920). Postarktiska klimattyper. — G. F. F. Bd. 43.

Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen.

Von ALBRECHT PENCK in Berlin.

Die Krustenbewegungen sind im Bereiche der Alpen während der Tertiärperiode nicht zum Abschluss gekommen; sie haben auch während des Eiszeitalters angehalten und dauern in der Gegenwart fort. Die im bayerischen Alpenvorland 1906—1916 ausgeführten Feinnivellements ergaben systematische Abweichungen gegenüber den rund 45 Jahre früher ausgeführten; sie lassen eine Einsenkung des Alpenvorlandes erkennen, die östlich von München in nordöstlicher Richtung gegen den Inn hin streicht, und sich dann ostwärts längs desselben fortsetzt. In der Linie, welche das Tertiärhügelland im Norden von den Schotterfeldern und den Moränengebieten des Südens scheidet erreicht sie ihren stattlichsten Betrag von 83 mm.[1] Die Annahme, dass die Südgrenze des Tertiärhügellandes im östlichen Teile des deutschen Alpenvorlandes tektonisch vorgezeichnet ist, gewinnt dadurch eine Stütze. Die quartären Schichtenstörungen bestehen meist in Falten, und solche sind nur in den Ablagerungen erkennbar, die sich in gewissen Niveaus halten. Die subalpinen Schotterfelder haben die Gelegenheit zu ihrem Nachweise gegeben. Der Altmeister der Alpengeologie, ALBERT HEIM,[2] ist auch hier mit dem Beispiele vorangegangen. Er fand auf der Scheide zwischen Linth- und Reussgebiet im Schweizer Alpenvorlande die höchsten Schotter nicht am Alpensaume, sondern in der Mitte des Vorlandes. Daraus folgerte er, dass eine Abbiegung jener Scheide gegen die Alpen hin stattgefunden habe. Voraussetzung ist, dass es sich auf der ganzen Strecke um ein und denselben Schotterhorizont handelt. Diese Voraussetzung ist aber nicht erweisbar. Man kann die älteren Deckenschotter des Uetliberges nicht ununterbrochen über den

[1] M. SCHMIDT. Untersuchung von Höhen- und Lageänderungen von Messungspunkten im bayerischen Alpenvorland. Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. bayer. Akademie d. Wissensch. 1918. S. 373.

[2] Die Entstehung der alpinen Randseen. Vierteljahrsschrift d. naturforsch. Gesellsch. Zürich. 1894.

Albisrücken und die Baarburg zur Sihl und Lorze verfolgen, sondern hat auf dieser Strecke einzelne, von einander getrennte Vorkommnisse, weswegen ansehnlicher Spielraum für die Altersdeutung der einzelnen bleibt. AEPPLI[1] hat sich HEIM angeschlossen, dass durchweg älterer Deckenschotter vorliege. Nach BRÜCKNER[2] sind die alpennächsten Schotter jünger, und ursprünglich in geringerer Höhe abgelagert als die alpenferneren. Das ist auch die Ansicht von ROMAN FREI.[3] Auch ich zweifle daran, ob die Schotter der Baarburg und die an der Sihl und Lorze älterer Deckenschotter sind und halte daher das Abbiegen des letzteren gegen die Alpen hin in der Gegend südöstlich Zürich nicht für erwiesen. Dagegen gelang es mir im bayerischen Oberschwaben einen unverletzten Sattel des älteren Deckenschotters zu verfolgen und sonst noch Schichtstörungen desselben festzustellen, die auf einen leichten Faltenwurf des Landes zwischen Iller und Lech weisen.[4]

Stärkere Schichtstörungen quartären Alters sind sehr selten. Steil gestellte Diluvialschotter habe ich nur am Südfusse der Karawanken angetroffen,[5] aber es ist nicht ausgeschlossen, dass hier Rutschungen vorliegen. Ein Gebiet ansehnlicher tektonischer Bewegungen liegt am Rheine zwischen Eglisau und Kaiserstuhl, das ich näher beschrieben habe.[6] HUG hat seither meiner Auffassung beigepflichtet; seine geologische Karte der Umgebung von Kaiserstuhl stimmt mit der von mir aufgenommenen des Gebietes bis auf einige Einzelheiten überein.[7] Noch enger ist die Übereinstimmung in der Schichtgliederung des Gebietes, in der Unterscheidung von älterem und jüngerem Deckenschotter zwischen ROMAN FREI und mir. Seine sehr eingehende Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse deckt sich genau mit meinen Tagebuchaufzeichnungen. Aber er erblickt in den Schotterdecken nicht tektonische Störungen, und führt die Unregelmässigkeiten in der Lagerung im wesentlichen auf Unregelmässigkeiten ihrer Unterlage zurück. Die beiden Deckenschotter sollen eine talzerfurchte Landschaft planieren. Damit kann man allerdings den häufigen und

---

1 Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des des Zürichsees. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. XXXIV. 1894.

2 PENCK und BRÜCKNER. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1908. S. 505.

3 Monographie des Schweizerischen Deckenschotters. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. XXXVII 1912. Vergl. dagegen HEIM. Geologie der Schweiz I 1918. S. 189. 411.

4 Alpen im Eiszeitalter. S. 40. 45. 51.

5 Ebenda S. 1106.

6 Ebenda S. 405. Vergl. auch HEIM. Geologie der Schweiz I S. 288.

7 Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften. Dazu die Spezialkarten 34, 35, 36. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. XV. 1907.

jähen Wechsel in der Höhe der Deckenschottersohle befriedigend erklären. Aber mit demselben verknüpft sich in der Regel ein solcher in der Höhe der Deckenschotter-Oberfläche. Diese zeigt kein so regelmässiges Ansteigen gegen die Alpen hin, wie wir es sonst zu sehen gewohnt sind. Wir haben es nicht mit Teilen zweier verschieden alter Felder zu tun, welche die Höhen südlich Eglisau und Kaiserstuhl krönen, sondern mit einer Reihe stufenförmig angeordneter Flächen, deren jede ihre eigene Sockelhöhe hat. Das hat HUG recht anschaulich zur Darstellung gebracht. Man erkennt deutlich die an den Störungslinien gegeneinander verschobenen Pakete. Ob man die Störungslinien als Verwerfungen oder Schwärme von solchen aufzufassen hat oder als starke Abbiegungen, lässt sich in der Natur nicht entscheiden. Die Seltenheit schräge gestellter Schichten spricht für ersteres. Der Anordnung des Ganzen scheint zwischen Eglisau und Kaiserstuhl eine Falte zu Grunde zu liegen: die Mulde folgt dann dem Rheine, der Sattel zieht sich in einigen Kilometern Entfernung südlich von ihm entlang; die Falte ist zu steil, als dass die Schotterfelder ihrer Biegung folgen konnten, sie wurden in einzelne Tafeln zerlegt, die gegen einander verschoben und nur stellenweise schräge gestellt wurden. Der Umstand, dass sich unweit unseres Gebiets die letzte Jurakette des Lägern erhebt, lockt zur Annahme solcher posthumen Krustenbewegungen. Ich habe sie mir bereits 1902 durch eine Serie von bisher unveröffentlichen Profilen veranschaulicht. Ich gebe diese hier in Fig. 1 wieder, weil sie die stärksten quartären Dislokationen, die ich im Umkreise der Alpen kennen gelernt habe, zeigen.

Schichtstauchungen, wie sie gar nicht selten im norddeutschen Diluvium vorkommen, kenne ich im Bereiche der quartären tektonischen Störungen der Alpen nirgends. Als Ausnahmserscheinungen werden sie in den alpinen Moränengürteln angetroffen, z. B. bei Au im Inntale. Sie haben hier sichtlich mit glazialem Zusammenschub zu tun, und eine andere Deutung vermöchte ich auch den entsprechenden Vorkommnissen in Norddeutschland nicht zu geben. Wiederholte Besuche der Steilküste von Rügen haben mich immer aufs neue davon überzeugt, dass auch die dortigen Schichtstörungen auf Gletscherschub zurückzuführen sind. Es fehlt ihnen die Regelmässigkeit des Streichens, welche für tektonische Störungen so bezeichnend ist. Man sieht von Stubbenkammer aus bei ruhigem Wasser im Meeresgrunde eine wahre Mosaik von Kreideschollen mit verschiedenem Streichen ihrer Feuersteinschnüre, wie sie nur durch oberflächliche Stauung gebildet worden sein kann.

Das Bild, welches die jungen Schichtstörungen im Bereiche der Alpen gewähren, weist auf eine flache Faltung, die in der Richtung der Alpen streicht. Unzutreffend ist die Darstellung von ROTHPLETZ,[1] wonach es sich zwischen Ammersee und Würmsee sowie zwischen diesem und dem Isartale um meridional streichende Auf-

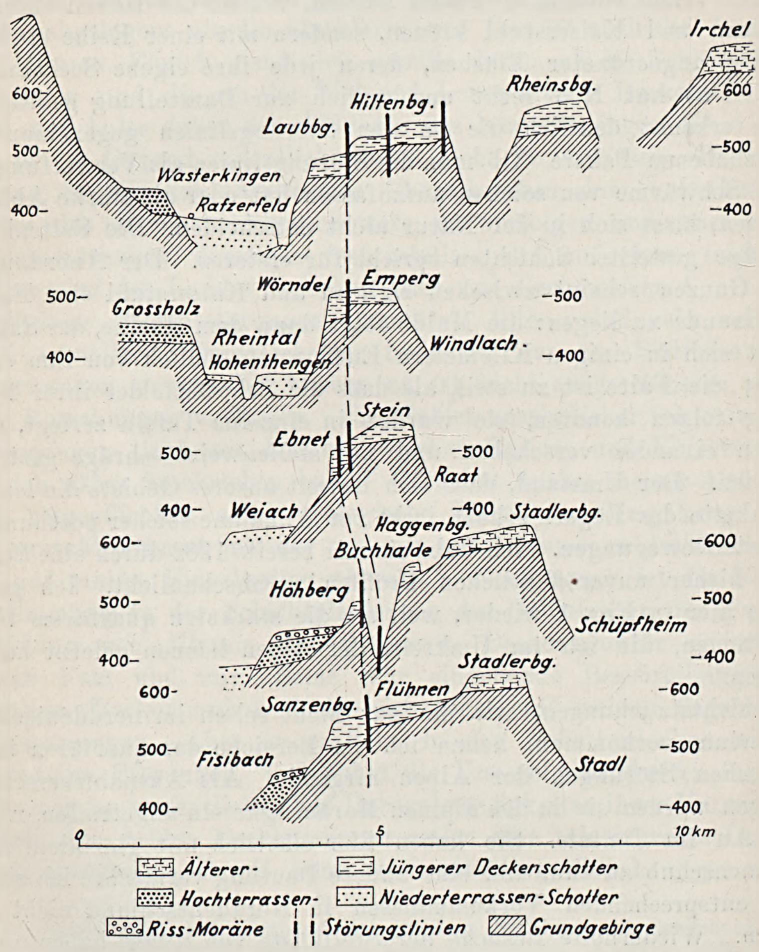


Fig. 1. Die Schichtstörungen im Deckenschotter bei Eglisau am Rhein.

wölbungen und bei Wolfratshausen um eine besonders tiefe Einbiegung handele. Zur Konstruktion seines Kärtchens sind nicht bloss zwischen Ammersee und Würmsee Vorkommnisse verwendet

[1] Die Osterseen und der Isar-Vorland-Gletscher. Mitteilungen Geogr. Gesellsch. München XII. 1917. S. 99. (Landeskundliche Forschungen herausgegeben von der Geogr. Gesellsch. München XXIV.

(Rotenfeld, Monetshausen), deren Alter nicht ermittelt werden kann, sondern im Isartale auch die Schotter der letzten Interglazialzeit, die in sehr verschiedenen Höhen abgelagert sein können. Ja, bei Icking sind sogar herabgerutschte Schollen zur Konstruktion der Karte verwendet. Hierauf führt sich die besonders tiefe Einsenkung zurück, die der Deckenschotter bei Wolfratshausen haben soll.

Es liegt nahe anzunehmen, dass ähnliche Lagerungsstörungen, wie sie in den fluvioglazialen Schotterfeldern des Alpenvorlandes nachweisbar sind, sich auch im Gebirge geltend gemacht haben. Aber hier fehlt die Möglichkeit, sie ebenso nachzuweisen. Wir sind hier in einem Gebiete starker fluviatiler und glazialer Erosion. Ablagerungen, deren Deformation erkennbar wäre, fehlen in der Regel. Hier muss ein anderes Untersuchungsverfahren angewandt werden als im Vorlande, nämlich die *morphologische Analyse*, auf die Walther Penck[1] kürzlich hingewiesen hat. Längst schon hat man aus den grossen Talseen der Alpen auf tektonische Bewegungen geschlossen. Heim bringt ihre Entstehung mit einem Rücksinken in Beziehung, welches eintrat, als die aufgefalteten Massen die Herstellung des isostatischen Gleichgewichts erstrebten und ihre Unterlage eindrückten. Es sollten die bereits eingeschnittenen Täler mit dem ganzen Gebirge einsinken und in Seen verwandelt werden. Ich will nicht in eine eingehende Erörterung des Für und Wider dieser Theorie eintreten. Es genüge zu sagen, dass die Lage der grossen Talseen in der Schweiz mit einem Rücksinken der Alpen nicht durchweg in Einklang steht. Gerade die grössten, Bodensee und Genfer See liegen ganz ausserhalb des Gebirges und der Zürichsee grösstenteils. Er streckt sich mitten durch eine im Schichtbau der Molasse angezeigte Antiklinale hindurch. Auch tragen die Seetäler nicht den Charakter fluviatil entstandener Einschnitte, sondern erweisen sich durch die Stufenmündungen ihrer Seitentäler als glazial übertieft. Bei Theorien über die Entstehung der Alpenseen darf daher die Mitwirkung glazialer Erosion nicht ausgeschaltet werden, und auf Bewegungen des gesamten Gebirges kann nur jener Anteil der Seebildung zurückgeführt werden, der durch glaziale Erosion nicht erklärt werden kann.

Brückner und ich haben bei unseren Untersuchungen über die Alpen im Eiszeitalter versucht, mit Hilfe der Stufenmündungen an den Seiten und den Terrassen an den Flanken der grossen Alpentäler deren Zustand vor der glazialen Übertiefung zu er-

[1] Wesen und Grundlage der morphologischen Analyse. Ber. d. math. phys. Klasse d. Sächs. Akadem. d. Wissensch. LXXII. Leipzig 1920. S. 65.

mitteln und sind dabei zu dem Ergebnisse gelangt, dass die präglazialen Talböden kein solches Einbiegen erkennen lassen wie es HEIMS Theorie verlangt. Sie steigen vielmehr in den Alpen allenthalben gebirgseinwärts an, und zwar stellenweise so steil, dass auf eine nachträgliche Hebung des Gebirgskörpers geschlossen werden muss. Eine solche Hebung wird auch durch Deltaablagerungen erwiesen, die wir in den Mündungen des Inn und Salzachtales am Alpenrande, im Innern der Alpen im Klagenfurter Becken kennen. Sie deuten auf Alpenseen, deren Spiegel bedeutend höher stand als das ihnen vorlagernde Land, und die man sich nur erklären kann, wenn letzteres gesunken, oder die Alpen gehoben worden sind. Für ersteres finden sich keine Beweise, die in einer Aufschotterung des gesenkten Gebietes bestehen müssten. Es bleibt daher nur der Schluss auf die Hebung des Alpenkörpers seit der vorletzten, der Mindel-Riss-Interglazialzeit, der die Deltas angehören. Auf eine seit dem Pliozän erfolgte Hebung der Südalpen schliessen wir ferner aus der Deformation des in deren Täler eindringenden marinen Pliozäns. Rings um die Alpen herum finden wir die Anzeichen einer jugendlichen Hebung des Gebirges. Ob nun diese Hebung das ganze Gebirge gleichmässig betroffen hat, oder ob sie sich in einzelnen Zonen mehr, und in andern weniger äussert, lässt sich durch den blossen Verfolg des präglazialen Talbodens nicht mit Sicherheit entscheiden; denn je weiter man sich von den Stellen entfernt, wo seine Altersbestimmung mit leidlicher Sicherheit möglich ist, um so unsicherer wird seine Wiedererkennung, wenn auch so bedeutende Verschiedenheiten der Ergebnisse, wie sie kürzlich von JOH. MÜLLER[1] und von LEVY[2] im unteren Lechtale erzielt worden sind, nicht bloss in der Materie begründet sein dürften.

Neben dem präglazialen Talboden haben wir aber ein weiteres Mittel zum morphologischen Nachweise von Krustenbewegungen in den Alpen. Das ist die *Gipfelflur*.[3] Wie längst bekannt, halten sich im Gebirge benachbarte Gipfel in ungefähr gleicher Höhe, die nicht als ein Anzeichen eines früheren Plateaus zu deuten ist, aus dem das heutige Relief der Alpen herausgeschnitten worden ist, sondern bedingt ist durch die Abtragung der Talgehänge, durch subaerile Denudation und durch die nagende Tätigkeit der kleinen Hängegletscher. Durch beide Vorgänge werden die Talscheiden

---

[1] Die diluviale Vergletscherung und Uebertiefung im Lech- und Illergebiet. Jahrb. preuss. geol. Landesanstalt, XXXVIII 1918. S. 1.

[2] Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. (Ostalpine Formenstudien I) 1920. S. 130.

[3] A. PENCK. Die Gipfelflur der Alpen. Sitzungsberichte d. preuss. Akad. d. Wissensch. XVII. 1919. S. 256.

zugeschärft. Zugeschärfte Scheiden erscheinen daher als Anzeichen besonders starker Zerstörung und Abtragung. Verfolgt man ihre Verbreitung durch die Alpen, so sieht man sie allenthalben an die grössten Erhabenheiten geknüpft. Wenn nun gerade diese höchsten Partien die stärkste Zerstörung aufweisen, so können sie nicht alt sein, denn sonst wären sie der Zerstörung längst erlegen; sie müssen erst in jüngster Zeit zu ihrer jetzigen Höhe emporgehoben worden sein. Aufwölbungen der alpinen Gipfelflur, die sich in allen schärfer umrandeten höheren Gebirgsgruppen geltend machen, können daher auf junge Aufwölbungen des Gebirges zurückgeführt werden. Dagegen können Einbiegungen der Gipfelflur, namentlich wenn sie nicht mit scharfen Schneiden verknüpft sind, wie dies an den grossen Längstälern der Fall ist, als charakteristisch für minder gehobene Gebirgsteile betrachtet werden. So eröffnet sich die Möglichkeit zwischen den in jüngster Vergangenheit mehr oder weniger gehobenen Alpenteilen zu unterscheiden und in den nicht unansehnlichen Wellungen der alpinen Gipfelflur Wirkungen einer noch in jüngster geologischer Vergangenheit erfolgten, wahrscheinlich heute noch von statten gehenden Faltung der Alpen zu erblicken, welche die einzelnen Zonen verschieden stark betroffen hat, ohne sich indes genau an die ältere Tektonik zu knüpfen. Die Faltung scheint das ganze Gebirge ergriffen und in seiner Gesamtheit über seine Umgebung gehoben zu haben. Die Mulden erscheinen daher nicht als Eintiefungen, sondern als minder hohe und deswegen minder tief zerschnittene Gebiete.

Mit jugendlichen Krustenbewegungen hat Otto Ampferer,[1] die Bildung einer eigentümlichen Schotterformation in Beziehung gebracht, die wir in einzelnen Alpentälern begegnen. Ich habe sie anfänglich für fluvioglazialer Entstehung gehalten und mit der Vergletscherung in Beziehung gebracht. Eingehende Untersuchungen im Isargebiete haben mich überzeugt dass eine interglaziale Bildung vorliegt, welche unabhängig von der Vergletscherung erfolgt ist. Ampferer hält ihre Entstehung für tektonisch bedingt. Er nimmt an, dass während oder kurz nach der vorletzten Vergletscherung die Alpen an einigen Stellen einsanken, weswegen die dortigen grossen Täler verschottert wurden, worauf sie sich wieder hoben, so dass die aufgeschütteten Geröllmassen wieder zerschnitten wurden. Eine im Inntale unterhalb Innsbruck vorgenommene Bohrung, die eine ganz unerwartete Mächtigkeit der

---

[1] Ueber die Entstehung der Inntalterassen. Zeitchr. f. Gletscherkunde. III. 1908. S. 52. Verhandl. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1908. S. 87. Ueber einige Grundfragen der Glazialgeologie. Ebenda 1912. S. 237.

unter dem Talboden liegenden lockeren Massen ergeben hat, hat kürzlich AMPFERER[1] Veranlassung geboten, seine Ansicht in kurzer Zusammenfassung neuerlich zu entwickeln. Sie erklärt den vorliegenden Tatbestand völlig, aber sie ist nicht die einzige, die dies vermag. Eine Verschüttung der durch die Gletscher übertieften Täler musste unter allen Umständen eintreten, und war das Klima der Interglazialzeit etwas trockener als das heutige, so konnte sie sehr beträchtliche Ausdehung erhalten. Zur Entscheidung ist eine Erweiterung der Beobachtungstatsachen nötig. Diese suchte ich im Laufe der letzten Jahre zu gewinnen.[2] In den mächtigen Schotterterrassen des Inn- und Isartales stecken mächtige lakustre Ablagerungen, wie solche durch BRÜCKNER schon in den Aufschüttungsterrassen des Tagliamento nachgewiesen worden sind.[3] Ihre tonigen Schichten, häufig überkrochen vom höher anstehenden Gerölle, entziehen sich leicht der Beobachtung; ihre Deltaschotter unterscheiden sich lediglich durch ihre schräge Schichtung von den fluviatilen und sind nur in guten Aufschlüssen von denselben zu trennen. Sie rühren von zwei langgedehnten Talseen der letzten, der Riss-Würm-Interglazialzeit her; der des Inntales streckte sich aus der Gegend von Telfs bis fast Kufstein, der des Isartales von Mittenwald bis Tölz. Die Ablagerungen dieser Seen steigen nun, ganz ebenso wie die gleichalten des Tagliamento im allgemeinen talaufwärts an, die des Isartales um mindestens 250 m, die des Inntales um fast 300 m, aber nur bis in die Gegend von Zirl; weiter talaufwärts erreichen sie geringere Höhen als dort (Vergl. Profil in Fig. 2). Sie sind *deformiert*. Das lässt sich in beiden Tälern durch deutlich entwickelte obere Kanten alter Deltas erweisen, deren grosse Mächtigkeit namentlich im Inntale verrät, dass es sich um tiefe Seen handelte, nicht etwa bloss um seichte Wasseransammlungen an den Flanken eines sein Bett rasch aufschüttenden Flusses. Auch ergaben sich nirgends Anhaltspunkte dafür, an Stelle eines grossen Sees in einem Tale, deren mehrere durch Dämme oder Riegel von einander getrennte anzunehmen, deren Spiegel natürlich um so höher stehen musste, je weiter gebirgseinwärts sie liegen.

Der Versuch nach der Höhenlage der lakustren Ablagerungen Isobasen zu konstruieren, stösst auf zwei Schwierigkeiten: erstens

[1] Ueber die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol. Jahrb. geolog. Staatsanstalt. Wien. LXXI. 1921. S. 71.

[2] Die Terrassen der Isartales in den Alpen. Sitzungsberichte preuss. Akademie der Wissensch. Phys.-math. Kl. Berlin 1922. S. 122. Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Ebenda. S. 214.

[3] Alpen im Eiszeitalter. S. 1024.

haben wir es mit Deformationen zweier verschiedener Seespiegel zu tun, und zweitens dehnten sich beide in langen Tälern vorwiegend in einer Richtung. Naturgemäss erhält man in jedem derselben, falls man rein geometrisch vorgeht, Isobasen, die ungefähr senkrecht zur Talrichtung und, da es sich vorwiegend um Längstalsrecken handelt, ungefähr senkrecht zur Richtung des Gebirges

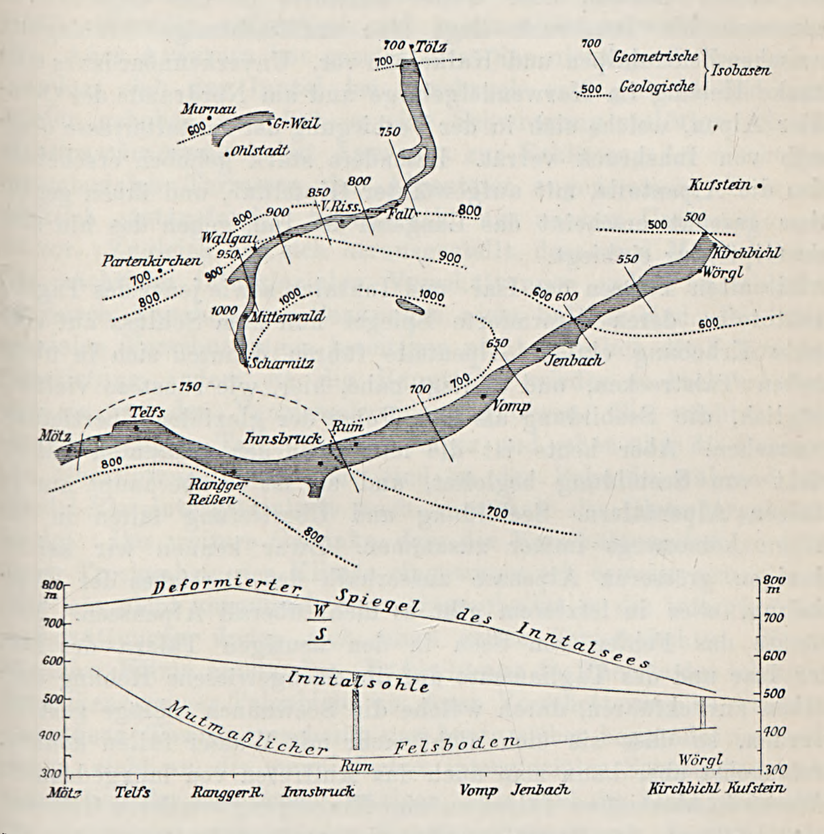


Fig. 2. Isobasen (in Meter Meereshöhe) der alten Seespiegel des Inn- und Isartales in den nördlichen Kalkalpen und Profil des deformierten interglazialen Sees im Inntale.

verlaufen. Die auf unserm Kärtchen angezogenen, die Täler querenden geraden Linien sind solche *geometrische Isobasen.* Nimmt man aber zu den positiven Evidenzen in den Haupttälern auch die negativen in den Nebentälern, so ergeben sich ganz anders geartete Kurven, die wir auf unserem Kärtchen als *geologische* Isobasen durch Punkte dargestellt haben. Sie verlaufen etwa im

Streichen des Gebirges, und zeigen in der Voralpenzone, im Loisach- und Isartale, ein geringes Ansteigen, dann aber im Hochalpenzuge in Isargebiete ein sehr rasches Ansteigen, an dem die Längstalstrecke Wallgau-Fall mit teilnimmt. Auch im Inngebiete ergibt sich in der gesamten Voralpenzone ein sanftes Ansteigen, in den Salzburger Schieferalpen kann gleichfalls nicht auf ein steiles geschlossen werden, aber weiter aufwärts in der Gegend von Achensee bis Innsbruck liegt eine muldenförmige Einbiegung zwischen Zentralalpen und Kalkalpen vor. Unverkennbar ist es eine starke Hebung im Karwendelgebirge und am Nordrande der Oetztaler Alpen, welche sich in der Verbiegung der Inntalterrasse oberhalb von Innsbruck verrät. Besonders stark gehoben erscheinen also die Alpenteile, mit aufgewölbter Gipfelflur, und ihnen gegenüber gesenkt erscheint das Längstal des Inn, gegen das hin sich die Gipfelflur einbiegt.

Die alten Talseen des Isar- und Inntales, sowie jener des Tagliamentotales, deren deformierte Spiegel nun zum Schluss auf eine späte Erhebung einiger Alpenteile führen, dehnten sich in übertieften Talstrecken, und es liegt nahe, hier, wie sonst so vielfach möglich, die Seebildung als eine Folge der glazialen Übertiefung anzusehen. Aber heute ist die letztere in den genannten Tälern nicht von Seebildung begleitet, und sie ist es überhaupt nur in einigen Alpentälern. Seebildung und Übertiefung fallen in den Alpen keineswegs immer zusammen. Zwar kennen wir keinen einzigen grösseren Alpensee ausserhalb des Bereiches der Übertiefung, aber in letzterem gibt es nicht überall Alpenseen. Man könnte das Fehlen von Seen in den heutigen Tälern des Inn, der Isar und des Tagliamento auf die nachgewiesene Hebung derselben zurückführen, durch welche die Seewannen schräge gestellt wurden, so dass sie sich nicht mehr mit Wasser füllen können. Umgekehrt aber kann man auch das Auftreten von langgedehnten Talseen in übertieften Tälern auf eine Einbiegung von deren Gebieten zurückführen. Im Inntale finden sich zwingende Gründe für die Annahme einer solchen Einbiegung. Bei Innsbruck sind alte Schuttkegel, die Höttinger Breccie der vorletzten und der Höttinger Schutt der letzten Interglazialzeit unter den See der letzten Interglazialzeit getaucht worden. Wir finden sie (S. in Fig. 2) nicht nur unter dem deformierten Spiegel, der sich aus dessen grössten Höhen beim Rangger Reissen und bei Vomp ergibt, sondern auch tiefer als das dicht benachbarte alte Delta der Weiherburg (W Fig. 2). Nie können durch blosse Folge der Übertiefung Ablagerungen, die auf dem Lande entstanden sind, unter Wasser

getaucht werden. Hier müssen Krustenbewegungen mitgewirkt haben, die das Tal, in dem eben erst und kurz zuvor das Material von Schuttkegeln abgelagert worden ist, zum Ertrinken gebracht haben. Ich habe an die Möglichkeit einer glazialen Abdämmerung früher gedacht, die solches bewirkt haben könnte und angenommen, dass während einer grossen Schwankung im Rückzuge der letzten Vergletscherung das Inntal durch den vorrückenden Zillertalgletscher zeitweilig aufgestaut und in einen See verwandelt worden sei. Aber AMPFERER hat gezeigt, dass das nicht geschehen ist.

Indem sich das Inntal bei Innsbruck erst gesenkt und dann wieder gehoben hat, hat es eine Schwingung vollführt. Solche *Krustenschwingungen* hat AMPFERER zur Erklärung der mächtigen interglazialen Terrassen der Alpentäler angenommen. Dass sie wirklich stattgefunden haben, geht aus unseren Untersuchungen hervor. Zugleich hat sich herausgestellt, dass zwei Möglichkeiten die mächtigen interglazialen Verschüttungen anders zu erklären, als durch Annahme von Senkungen, nicht haltbar sind. Die interglazialen Verschüttungen beseitigen nicht lediglich die Folgen der Übertiefung, indem sie die Haupttäler wieder so hoch erhöhen, wie sie vor den Vergletscherungen gewesen. Sie reichten über den präglazialen Talboden weit empor und gehen über die Grenzen der Übertiefung hinaus; sie sind in der Schweiz während der Mindel-Riss-Interglazialzeit auch ausserhalb des Gletschergebietes erfolgt. Der weitere Gedanke, dass die Verschüttung infolge grösserer Trockenheit des Klimas eingetreten sei, erweist sich gleichfalls als nicht zutreffend, denn eingeschaltet in die interglazialen Aufschüttungen finden sich nicht selten Schieferkohlen, die in humidem Klima entstanden. Es bleibt nur die Theorie des relativen Einsinkens ganzer Talgebiete, um deren Verschotterung zu erklären. AMPFERERS Theorie erscheint uns heute sicher begründet und wir stehen nicht an, die mannigfachen interglazialen Schotterterrassen namentlich der nördlichen Ostalpen, aber auch im Draugebiete für den Nachweis interglazialer Krustenschwingungen in den Alpen zu verwerten, nämlich eines Einsinkens eines Teiles, dem alsbald dessen Wiedererhebung folgte.

Die Krustenschwingungen sind räumlich beschränkt auf das Gebiet der Vergletscherungen. Wir können sie durch mächtige Schotterterrassen vom Isartale bis zum Tale der Enns nachweisen, weiter westlich und östlich fehlen sie. Sie sind in den vergletschert gewesenen Teilen der östlichen Südalpen zu erkennen, aber in dem westlichen bisher nicht. Eine weitere Beziehung zur Eiszeit bekundet sich durch ihre zeitliche Verknüpfung mit dem

Eiszeitalter. Sie spielen sich im wesentlich in den Interglazialzeiten ab, und zwar sowohl in der letzten wie auch in der vorletzten. Der Riss-Würm-Interglazialzeit gehören die meisten der grossen Schotterterrassen in den Gletschergebieten an, für die Mindel-Riss-Interglazialzeit werden Schwingungen durch die hochgehobenen Deltabildungen an den Mündungen des Inn- und Salzachtales sowie im Klagenfurter Becken, deren wir schon gedachten, wahrscheinlich gemacht, endlich durch den sogenannten Hochterrassenschotter der Nordschweiz erwiesen, den ich — oberhalb Waldshut — im Einklang mit A. Heim [1] für den einer interglazialen Terrasse erachte. Auch im Inntale sind solche erkennbar.

Krustenschwingungen kennt man längst aus dem Norden. Der skandinavische und der kanadische Schild sind Eindrückungen der Erdkruste, die jetzt wieder emporsteigen aber noch nicht, wie ihre Küstenumrisse lehren, ihre frühere Höhe erreicht haben. In ihnen hat zuerst Gerard de Geer Isobasen konstruiert, die den Betrag ihrer Erhebung klar erkennen lassen. Seinem Beispiele versuchten wir in einem Teile der Alpen zu folgen. Die Ähnlichkeit der Vorgänge hier und da ist offenkundig. Aber es gibt auch Verschiedenheiten. Zunächst zeitlicher Art: Die Wiedererhebung der der beiden Schilde spielt in der Postglazialzeit, die der betrachteten Alpenteile in den Interglazialzeiten; in welchem Abschnitte des Eiszeitalters die Eindrückung der Schilde erfolgte, ist noch nicht bekannt. Die unserer Alpentäler geschah unmittelbar vor ihrer Hebung, gegen Schluss der vorangehenden Vergletscherung, oder noch bei Beginn der Interglazialzeiten, in denen sie gehoben werden. Die Interglazialzeiten sind Zeiten der grossen alpinen Krustenschwingungen; für deren Auftreten in der Postglazialzeit giebt es nur lose Anhaltspunkte. Der zweite Unterschied zwischen den alpinen und nordischen Krustenschwingungen ist ein regionaler. Im Norden schwingen die grossen tektonischen Einheiten des baltischen und kanadischen Schildes einheitlich, in den Alpen schwingen, soweit unsere noch recht bescheidene Kenntnis reicht, die einzelnen Teile verschieden stark. Das Karwendelgebirge im Hochalpenzuge der nördlichen Kalkalpen schwingt stärker als der Voralpenzug, die Schieferalpen weniger stark als die Zentralalpen, das untere Inntal weniger stark als die beiderseits angrenzenden Gebiete.

Bei vollkommenen Krustenschwingungen sollten die Orte genau in die Lage zurückkehren, die sie anfänglich hatten. Das ist

[1] Geologie der Schweiz. S. 270/291.

in den Alpen nicht geschehen. Die Schwingungen des Inntales während der beiden letzten Interglazialzeiten decken sich nicht. Die jüngere offenbart sich in den mächtigen Terrassenbildungen, die hoch über den Spiegel des deformierten Inntalsees (vergl. Fig. 2) sich erheben, die ältere hat sich im wesentlichen unter S (ebenda) abgespielt, bis wohin die Gehängebildungen der vorletzten Interglazialzeit herabreichen. Tief darunter liegt, mehr als 200 m unter der Talsohle der felsige Grund. Es sieht aus, als ob die ältere Schwingung sich im wesentlichen unter, die jüngere über dem heutigen Inn abgespielt hatte. Wie dem auch sei: Dauernd eingebogen erscheint das Inntal. Dagegen verrät die Aufwölbung der Gipfelflur im benachbarten Karwendelgebirge, dass dieses bei den letzten Schwingungen, die es gemacht hat, einen dauernden Gewinn an Höhe gehabt hat. Andere Alpengruppen scheinen aber einen Verlust an solcher erlitten zu haben. In den östlichen Gletschergebieten war die Mindel-Vergletscherung vielfach grösser als die Riss-Vergletscherung, ferner stand im Steyer- und Ennstale die Würm-Vergletscherung bedeutend hinter der Riss-Vergletscherung zurück; beides deutet darauf, dass die östlichen Alpenteile im Laufe des Eiszeitalters wesentlich erniedrigt worden sind. Aber die Abtragung, die sie erlitten haben, reicht nicht aus, die stattliche Erniedrigung des Gebirges zu erklären, auf die aus den stark abnehmenden Dimensionen der Vergletscherungen geschlossen werden muss, diese veranlassen nur an Einsenkungen zu denken.

Die Maxima der während der beiden letzten Interglazialzeiten erfolgten Schwingungen haben sich nicht an dieselben Stellen geknüpft. In der Nordschweiz und im Klagenfurter Becken liegen die Mindel-Riss-interglazialen Ablagerungen mehr peripherisch als die Riss-Würm-interglazialen. Auch die Orte interglazialer Seebildung haben sich verschoben. Sie erfolgte im Riss-Würm-Interglazial namentlich im Inntale, im älteren Mindel-Riss-Interglazial am Ausgange des Inntals. Ebenso decken sich die Gebiete der letzten interglazialen Seebildung nicht überall mit der heutigen. Lediglich in der Schweiz ist dies der Fall, wo uns alle Deltas anzeigen, dass an Stelle des Genfer-, Thuner- und Zürich-Sees schon während des Riss-Würm-Interglazial Seen vorhanden waren; gleiches gilt vom Gardasee. Aber dasselbe lässt sich weder für die insubrischen, noch die oberbayerischen, noch die oberösterreichischen Seen erweisen. Im Tessingebiete liegen die insubrischen Seen in einem Alpenteile, der bei verhältnissmässig geringer Gipfelhöhe einen Formenschatz aufweist, der sonst nur in höheren Gebirgsgruppen auftritt. Mehr als sonst in den Alpen wird man

hier zur Annahme einer späten Einsenkung eines weiten Gebietes gelockt. Ferner weist die Lage der grossen Alpenseen in den einzelnen Gletschergebieten bemerkenswerte Unterschiede auf: Die einen, wie die Oberbayerns und Oberitaliens, sind bis an die äussersten Jung-Endmoränen gerückt, während die der Schweiz nicht an dieselben heranreichen. Endlich weisen die einzelnen Gletscher gebiete Verschiedenheiten im Bau ihrer Zungenbecken auf. In den einen nehmen die Schotter der Niederterrassen in typischer Weise ausschliesslich im Endmoränengürtel Ursprung, in den andern ziehen sich die interglazialen Schotter durch die Zungenbecken hindurch und setzen sich als Unterbau der Niederterrassen fort.

Alle diese Einzelheiten weisen darauf, dass die Vergletscherungen ihre Betten nicht uniform gestaltet haben sondern, dass ein Spielraum für individuelle Entwicklungen gewesen ist. Die Weite dieses Spielraumes dürfte durch die Verschiedenheiten der Bühnen bedingt sein, auf denen sie sich abspielten. Diese Bühnen waren nicht fest, sondern beweglich. Spielte sich die Übertiefung in einem aufsteigenden Gebiete ab, so vermochte sie auch in den Zungenbecken nicht immer Seebecken zu schaffen, wie sie dort entstanden, wo Senkung die Übertiefung unterstützte. Tauchten interglaziale Aufschüttungen unter die untere Grenze der Erosionsfähigkeit des Eises, so erhielten sie sich, während sie sonst ausgeputzt wurden. So ergab sich je nach der Beweglichkeit der Bühne unter sonst gleichen Verhältnissen bald Seebildung, bald setzte sie nicht ein, und es entwickelten sich verschiedene Typen von glazialen Zungenbecken.

Die Krustenbewegungen, auf die wir also schliessen, liegen samt und sonders im Bereiche der Krustenschwingungen, die in unverkennbarer Beziehung zur Eiszeit stehen, und es muss sich fragen welches das Verhältnis der einen zu den anderen ist. Denkbar ist, dass sie mit einander verknüpft sind und sozusagen verzögerte oder zurückgebliebene Schwingungen darstellen, oder eine Wellenbewegung anzeigen, die sich an die stehend gedachten Schwingungen anknüpft. Es kann sich aber auch um ganz anders geartete Bewegungen handeln, die sich mit den Schwingungen kombinieren. Klarheit hierüber wird man erst erhalten, wenn man das Wesen der letzteren näher erkannt haben wird. Einstweilen sind darüber nur Mutmassungen möglich.

Die enge räumliche und zeitliche Verknüpfung der Krustenschwingungen mit den eiszeitlichen Vergletscherungen des Nordens und in den Alpen legt den Gedanken einer ursächlichen Beziehung

zu denselben nahe. Bereits 1865 hat Jamieson den Gedanken ausgesprochen, dass die Last des Eises seine Unterlage eindrücken musste, und dass diese wieder emporstieg, als sie beim Schwinden des Eises wieder entlastet wurde. Quantitativ findet die Hypothese isostatischer Ausgleichbewegungen keine Schwierigkeit: Vergletscherungen von 1 000—1 500 m Eismächtigkeit konnten wohl Eindrückungen von 300 m bedingen, ist ja das spezifische Gewicht des Eises rund ein Drittel der Kruste. Aber zeitlich scheint jener Hypothese eine Schwierigkeit daraus zu erwachsen, dass das interglaziale Einsinken dem Schwinden der Vergletscherungen stellenweise nachhinkt. Ist zwar im Isartale der See gleich beim Rückzuge der Riss-Vergletscherung vorhanden, so erscheint er im Inntale wenigstem stellenweise erst erheblich später. Es wird bei Innsbruck in der Riss-Würm-Interglazialzeit erst der Höttinger Schutt von einem Wildbache abgelagert und dann erfolgt das Untertauchen unter den Spiegel des interglazialen Sees. Doch hält Rudzki[1] an derartiges Nachhinken für durchaus möglich und denkt dabei an elastische Nachwirkungen. Auch muss man sich vor Augen halten, dass das Ertrinken einer Talstelle nicht bloss abhängig ist von der Bewegung, die sie selbst vollführt, sondern auch bedingt ist durch die Bewegungen von talabwärts gelegenen Orten, die die Lage der Seespiegels bedingen. Endlich ist denkbar, dass auf das Einsinken infolge der Eisbelastung später noch ein solches wegen tektonischer Senkung folgte. Solange derartige Erklärungsmöglichkeiten bestehen, möchten wir im Nachhinken der interglazialen Seebildung nach dem Schwinden des Eises kein Bedenken gegen die Hypothese isostatischer Ausgleichsbewegung als Ursache der Krustenschwingungen in alten Gletschergebieten erblicken. Ein Kennzeichen solcher *erzwungener Schwingungen* wäre, dass die schwingenden Oberflächenteile in ihre Ausgangslage zurückkehren und nicht dauernde Ortsveränderungen erfahren, welch letztere als Effekt von tektonischer Krustenbewegungen anzusehen wären. So liessen sich glaziale Krustenschwingungen und tektonische Krustenbewegungen ihrem Wesen nach gut von einander scheiden, und wir würden im Bewegungsbilde, das die Alpen während des Eiszeitalters geboten haben, isostatische Ausgleichsbewegungen und tektonische Bewegungen neben einander erkennen können.

Aber weil beide sich mit einander kombinierten, wird man die einzelnen Bewegungen nicht im einzelnen zu verfolgen vermögen, und um die noch von statten gehenden tektonischen Bewegungen

[1] Deformationen der Erde unter der Last der Inlandeises. Bulletin international de l'Académie des Sciences de Cracovie. Avril 1922. S. 169 (214). Physik der Erde. Leipzig 1911. S. 226.

sauber herausschälen zu können, wird man das Wesen der glazialen Krustenschwingungen in anderen Gebieten studieren müssen. Dazu bietet der Norden Europas mannigfache, leider noch nicht vollständig genützte Gelegenheit. Zwar ist die aufsteigende Schwingung von Fennoskandia durch skandinavische und finnische Geologen in geradezu mustergültiger Weise erforscht worden; aber was in den peripherischen Gebieten der grossen Vergletscherung gleichzeitig geschehen ist, ist vielfach noch unbekannt. Sollte es sich senken, so hätten wir jetzt im peripherischen Gebiete der Vergletscherung eine Bewegung, entgegengesetzt zu der im zentralen. Eine solche darf uns nicht überraschen. Denn wenn die grosse nordische Vereisung ihre Unterlage eindrückte, so musste an ihrer Peripherie als korrelate Bewegung eine Hebung einsetzen die erst nach sehr langer Zeit die von Rudzki für eine starre [1] oder leichter bewegliche Erdkruste errechneten Gleichgewichtslagen einnehmen konnten, und sich während einer Eiszeit allem Anschein nach nicht weit vom Eisrande fortgepflanzt hatte. Beim Schwinden der Vergletscherung musste sich diese Hebung ebenso in eine entgegengesetzte Bewegung verwandeln, wie in den Zentralgebieten die Senkung nach Wegnahme des Druckes. Hiernach scheint im Norden nach Schwinden der Vergletscherung eine einfache Schaukelbewegung eingesetzt zu haben und ihre peripherischen Gebiete scheinen entgegengesetzt wie die zentralen geschwungen zu haben. Hierüber dürfte die Erforschung von Norddeutschland noch manche Aufklärung bieten, die auch zum Verständnis alpiner Vorgänge, wie beispielsweise des Nachhinkens des Untertauchens einzelner Talgebiete nach dem Schwinden des Eises, beitragen können.

Einstweilens muss uns genügen, glaziale Krustenschwingungen, ähnlich denen des Nordens, auch in den Alpen erkannt zu haben. Ihre einzelnen Phasen haben schon früher Beachtung erfahren; Heims Hypothese des Rücksinkens der Alpen hat die absteigende ins Auge gefasst, die Untersuchungen von Brückner und mir haben die aufsteigende erwiesen. Krustenschwingungen können, wie Ampferer gezeigt hat, die Bildung mächtiger Schotterterrassen in den Alpentälern erklären. Im Verein mit den tektonischen Bewegungen liefern sie uns das Bewegungsbild des Gebirges, das uns im Verein mit der fluviatilen und glazialen Abtragung dessen Oberflächengestaltung erklärt, während uns dessen Struktur ausschliesslich die stattgehabten tektonischen Bewegungen verrät.

[1] A. a. O. sowie Weitere Untersuchungen ebenda S. 445 Nov. 1899 ferner: Deformationen der Erde während der Eiszeit. Zeitschr. f. Gletscherkunde I. 1906. S. 182.

Översikt af geologien inom den nordjämtska-sydlappska sparagmitzonens södra del.

Av

Gustaf Frödin.

Inledning.

Den föreliggande undersökningen, som påbörjades sommaren 1915 och delvis sedermera ekonomiskt understötts av Sveriges Geologiska Undersökning, har avsett att i någon mån söka utfylla vår i förhållande till angränsande trakter — liksom också i förhållande till det centralskandinaviska sparagmitfältet — bristfälliga kunskap om de norra fjälltrakternas kvartsit- sparagmitformationer. Ungefär samtidigt har, såsom redan torde vara tillräckligt känt, den omedelbart i väster tillstötande kristallina seveskifferterrängen på Sveriges Geologiska Undersöknings initiativ gjorts till föremål för en ingående kartering av Backlund och Quensel m. fl. (1, 15), medan däremot det strax österut vidtagande fossilförande silurfältet på uppdrag av samma institution rekognoscerades av Wiman redan åren 1898—1899 och ytterligare reviderades av honom sommaren 1918. Mitt arbetsområde har av dessa skäl kunnat strängt begränsas till den egentliga sparagmitzonen, och utvikningar åt öster eller väster ha i regeln endast företagits, i den

mån jämförelser eller anknytningspunkter därstädes varit nödvändiga. Wimans tidigare dagböcker och rekognosceringskartor, som tyvärr aldrig närmare publicerats, ha av honom beredvilligt ställts till mitt förfogande och i särskild grad underlättat mitt arbete.

Det här behandlade sparagmitområdet sträcker sig norrut till Ångermanälvens norra huvudgren, eller Kultsjön—Malgomaj, på vars andra sida, såvitt hittills framgått, samma zon fortsätter med ungefär enahanda sammansättning en ungefär lika lång sträcka mot norr. Rekognosceringen har skett i skalan 1: 200000, men blott ett mindre antal observationspunkter ha av utrymmesskäl kunnat införas på här sammandragna översiktskarta i skalan 1: 500000 (pl. LXIX).[1]

Lagerstupningarna inom området visa sig många gånger hastigt och oupphörligt växla till storlek och riktning, ej sällan bildande flacka valv eller veck av växlande storlek. I allmänhet och särskilt i vissa nedan diskuterade tektoniska zoner dominera dock stupningar mot VNV eller NV. De på kartan pl. LXIX införda stupningstecknen avse egentligen de inom varje särskild trakt rådande lagerstupningarna, givetvis dock med undantag för urbergsantiklinalens förskiffrade eruptivbergarter. Inom den kristallina seveskifferterrängen beteckna de den där allmänt utbredda parallellstrukturen, som i regeln visar sig sammanfalla med de primära lagrings- och bankningsstrukturerna. Stupningen hos förskiffringen däremot är inom området så gott som utan undantag riktad mot V, VNV eller NV, mer sällan mot N, ehuru till storleken växlande. Med undantag för de få på kartan mot Ö eller SO vända stupningstecknen komma dessa att på så sätt markera såväl lager- som förskiffringsstupningen. — I åtskilliga trakter, där fast häll över större sträckor ej går i dagen, har i stället moränens sammansättning fått ligga till grund för formationsgränsernas uppdragande.

Det prekambriska underlagets topografi och dess sammansättning inom den centrala antiklinalen.

Liksom annorstädes längs bergskedjans östra randzon visar den subkambriska landytan, där den är tillgänglig för observation, en markerad lutning mot V och NV tydligen i huvudsak av sekundär natur och framkallad av den kaledoniska veckningsprocessen.

[1] För de delar av området, som undersökts med understöd av Sveriges Geologiska Undersökning, finnas originalkartor att tillgå i denna institutions arkiv.

Till betydande del torde också de direkt överlagrande sedimentformationernas huvudsakligen västliga eller nordvästliga lagerstupningar vara beroende härav. På kartogrammet pl. LXIX har ett preliminärt försök gjorts att dels med ledning av den subkambriska diskordansens höjdläge under den allt fortfarande anstående siluren,[1] dels med stöd av högsta topphöjderna ute på urbergsterrängen österut rekonstruera läget av denna subkambriska landyta, med de reservationer som alla dylika försök påfordra.

Särskilt bör härvid beaktas i vad mån förkastningar, monadnocks och, beträffande området utanför den nuvarande silurgränsen, senare sänkning genom denudation kunna tänkas influera på kartbilden. — Ingenstädes inom kartområdet äro hittills egentliga förkastningar, varken longitudinella eller transversella, på ett eller annat sätt direkt konstaterade. Silurens nuvarande östra gräns är med andra ord en ren denudationsgräns, utan antydan till att den under ett tidigare skede, med östligare läge, varit bestämd av förkastningar eller mer markerade dislokationslinjer. Liksom i fråga om det centraljämtska silurfältet och även annorstädes är silurzonens nedsänkta läge i förhållande till urbergsytan i öster därför otvivelaktigt att i första rummet tillskriva den subkambriska landytans nämnda kaledoniska, regionala deformation, däremot säkerligen i mindre mån distinkta brottlinjer och förkastningar, såsom hittills mången gång antagits. Om också denna deformation i allmänhet varit gradvis och plastisk, ha givetvis spänningarna lokalt kunnat komma till utlösning genom smärre vertikalförskjutningar längs distinkta svaghetslinjer. Såsom sådana böra måhända tolkas de i vissa trakter, t. ex. kring Ulriksfors, ej så alldeles sällsynta, vanligen blott några få cm eller dm breda mylonit- och krosszonerna inom urberget i öster, dess mer som dessa till riktningen, såvitt mina iakttagelser sträcka sig, i flertalet fall synas löpa i stort sett parallellt med landytans isobassystem eller ungefär i NNO—SSV.

Knappast i samma utsträckning som inom andra analogt belägna trakter inom Fennoskandia äger landytan peneplankaraktär närmast Ö om silurgränsen. Att den med tilltagande avstånd från denna gräns blir ännu mer kuperad är givet. Såsom den topografiska kartan, kanske bäst blad 48. Vilhelmina, tydligt visar, sammansättes landytan närmast silurranden av två tydligt urskiljbara element, dels det kvantitativt dominerande myrklädda flacklandet, över vilket vattendragen framrinna i oregelbundna, starkt diver-

[1] Där ej annat angives, sammanföras i det följande kambrium, ordovicium och gotlandium under benämningen silur.

gerande banor, dels de över flacklandet uppstigande, isolerade men talrika bergen. Frågan är, huruvida den subkambriska landytans fortsättning österut närmast bör sökas i dessa ej sällan rätt plana bergstoppar, varvid i så fall det nedanför liggande flacklandet representerar en senare postsilurisk dalgeneration, eller om topparna i stället äro att uppfatta såsom monad nocks nående över det i subkambrisk tid utbildade flacklandet.

För det förra alternativet, vilket legat till grund för isobasernas uppdragande, talar bl. a., att den i väster direkt iakttagbara subkambriska diskordansen, om den tänkes utdragen österut, tämligen väl synes sammanfalla med dessa likaledes österut stigande topphöjder. Höjdkurvornas tilltagande gleshet åt detta håll kan dels vara ett uttryck för den forna landytans — såsom väl är att vänta — här proportionsvis starkare neddenudering, dels också betingad av närheten intill dess höjdaxel här i öster. Såsom ett annat skäl i samma riktning kan kanske andragas, att de vida och flacka dalgångar, varav flacklandet sammansättes, ej så sällan luta åt O och SO, alltså i rakt motsatt led mot den subkambriska ytans sannolika lutning. Uppkomsten av en sådan vid och flack dalgeneration av postsilurisk ålder kan måhända förklaras av läget V om den subkambriska ytans höjdaxel, som därvid tjänstgjort som lokal erosionsbas och ett hinder för djuperosionen i väster, medan sådan däremot kunnat försiggå i full utsträckning Ö om samma höjdrygg. Frågan torde emellertid för sin definitiva lösning påfordra ett rikligare iakttagelsematerial. Den angivna tolkningen synes innebära, att urbergsytan i nära nog sin nuvarande utsträckning varit frampreparerad redan före den sista nedisningen, och att alltså den därunder verksamma glaciala erosionen påfallande litet förmått förflytta silurranden mot väster.

Bergshöjder, eventuellt med karaktär av monad nocks, höjande sig över det av kartans kurvsystem åskådliggjorda planet, äro å andra sidan ej alldeles sällsynta. Såsom redan Wiman uppmärksammat (**20**), är t. ex. hit måhända att räkna en eller annan bergstopp N om Vojmsjöns nedre ända, möjligen också vissa smärre ojämnheter, som bl. a. förekomma längs stränderna av Malgomaj.

Höjdkurvornas egendomligt slingrande förlopp med förskjutningar österut över huvuddalarna men västerut över mellanliggande landryggar synes ej enbart kunna förklaras genom en mer långt gången erosion med åtföljande starkare allmän sänkning av den forna landytan kring huvuddalarna, enär samma företeelse återfinnes hos den subkambriska diskordansen på sträckan mellan Ormsjön och Stor-Uman. Det är måhända ej uteslutet, att här föreligger ett

till den subkambriska landytan primärt hörande reliefdrag, närmast då spår av flacka prekambriska dalgångar, efter vilka det postsiluriska dalsystemet småningom orienterats och inlänkats. En sådan möjlighet komplicerar givetvis den ovan något diskuterade åldersfrågan angående urbergsytans nuvarande relief Ö om silurranden.

Det prekambriska underlaget, som dyker in och försvinner under silurens östra rand, kommer åter i dagen 40—50 km längre västerut i den parallellt med bergskedjans längdaxel löpande centrala urbergsantiklinal, som från Hotagen i söder i ett sammanhang kan följas mot NNO över Ströms Vattudal upp till höjden av Sjougdnäs. Den fortsättes mot NNO av de ur sparagmitfältet uppstickande smärre urbergsområdena vid Risbäck och Gitsfjället, vilka med all tydlighet angiva sig vara lokalt framdenuderade ryggpartier av samma stora antiklinal.[1] Såväl i söder kring Ströms Vattudal som i norr vid Gitsfjället är denna urbergsantiklinal väl markerad i topografien, särskilt gent mot terrängen i öster, och når topphöjder av 700—900 m, alltså en betydande höjd jämfört med den blott kring 250 m-kurvan liggande urbergsytan närmast österut. Vida mer än denna utmärker sig urbergsantiklinalen för en primärt starkt bruten subkambrisk topografi, tydligt påvisbar i de ur omgivande sedimenttäcke uppstickande urbergskullarna (se sid. 634). Men det är å andra sidan uppenbart, att antiklinalens nuvarande topografiska utformning liksom dess relativt stora höjd i ej ringa mån är resultatet av en i kaledonisk tid försiggången storartad uppressning (se sid. 649).

Att vad som här ovan angivits såsom urbergsantiklinal verkliken är det framdenuderade prekambriska underlaget och ej beträffande vissa partier till äventyrs kaledoniska intrusioner, klarlägges till fullo av de nedan omtalade kontakterna mot överliggande sedimentkomplex. Därjämte visar huvudmassan av de i antiklinalen ingående bergarterna, som såvitt hittills är känt uteslutande äro magmatiska, sins emellan en så nära kemisk-petrografisk släktskap och fältgeologisk samhörighet, att vad som beträffande dem gäller i åldersfrågan inom vissa delar av antiklinalen, också måste gälla för övriga områden.

[1] Att döma av blocken föreligger sannolikhet för att urbergsantiklinalen i större utsträckning, än vad rekognosceringarna hittills angivit, ligger blottad norrut, särskilt mellan Risbäck och Gitssjön. — Möjligen äger samma förhållande rum även längre söderut mellan Sörfors och Norrsjö, ehuru mina iakttagelser, utförda i skymningen en afton, lika litet som de då insamlade proven, ej gåvo något säkert bevis för att en starkt mylonitiserad granit och ej en krossad sparagmit därstädes anstod.

Enär dessa eruptivbergarter jämväl äga betydelse för frågan om sparagmitmaterialets ursprung (sid. 636), skola här nedan några ur denna synpunkt viktigare bergartstyper till sina allmänna petrografiska karaktärer i korthet omnämnas.

Saliska bergarter dominera fullständigt. Vanligast är en röd, medel- och jämnkornig biotitgranit, »Torsfjärdsgranit», till bortåt två tredjedelar bestående av fältspat, huvudsakligen pertitisk frisk mikroklin, där albitspolarna längs kristallernas kanter gärna bilda klubbformiga, in i varandra zickzackformigt gripande ansvällningar. Mer underordnat ingår självständig, tvillinglamellerad plagioklas, tydligen något avkalkad och sur (ljusbr. < kvarts, > canadabalsam) samt grumlig av nybildad klorit, epidotmineral m. m. Den grå, stundom mjölkblå, tämligen rikligt närvarande kvartsen visar tendens till idiomorfi, utan att egentliga granofyriska strukturer komma till utbildning. De sparsamma mörka mineralen synas ursprungligen representerats av uteslutande biotit, nu mer dock fullständigt kloritiserad. Accessoriskt förekomma apatit, titanit (delvis leukoxen), zirkon, järnmalm och stundom flusspat.

Denna till sina petrografiska karaktärer väl konstanta Torsfjärdsgranit är så gott som ensamrådande i söder men anträffas norrut här och var i typisk utbildning ända upp på höjden av Sjougdnäs liksom också vid Risbäck. Från Ströms Vattudal inträder mot norr i stort sett en gradvis förändring i sammansättning och struktur, varigenom en serie med varandra intimt förbundna och i fält ej skarpt avgränsbara bergartstyper framkomma. Redan N om Gårdsjön slår den jämnkorniga Torsfjärdsgraniten småningom över i en porfyrisk form, som i sin tur norrut blir allt mer kvartssyenitisk och grovt porfyrisk och utgör, mer eller mindre basisk, den rådande bergartstypen i de N om Risbäck synliga delarna av antiklinalen.

Denna förändring ger sig i mikroskopet tillkänna bl. a. genom en gradvis minskning av granitens ursprungliga halt av mikroklin, vilken, samtidigt med att den småningom gör sig så gott som fri från pertitiska albitinlagringar, övergår till att bli uteslutande strökornsbildande. Särskilt vid något stegrad basicitet uppnås detta stadium, därvid den grå, starkt pigmenterade och väsentligen av självständig sur plagioklas (ljusbrytning > canadabalsam, < kvarts) uppbyggda men från kalifältspat fria grundmassan skarpt sticker av från de enstaka, som idiomorfa röda karlsbadertvillingar utbildade porfyriska mikroklinerna. — Kvartshalten är i dessa syenitiska modifikationer, även i de surare, i allmänhet ringa. Förutom de ovannämnda accessoriska mineralen tillkomma därjämte växlande

mängder kloritiserad biotit, som vid stegrad basicitet delvis ersättes av amfibol och pyroxen. — I hela den nu berörda serien av granitiska och syenitiska bergarter äro myrmikitiska och symplektitiska sammanväxningar av olika slag vanliga. Såväl beträffande sammansättning som allmän habitus ansluta sig de porfyriska, ibland mörkt gröngråfärgade bergartstyperna nära till vissa plagioklasrika utbildningsformer inom Refsundsgranitområdet i öster.

Allt ifrån Ströms Vattudal upp till norra kartgränsen åtföljes ovan anförda granitiska och syenitiska bergartsserie av ursprungligen diabasartade eller gabbroartade bergarter av en makroskopiskt påfallande konstant typ, men som i slipprov vanligen äro starkt dekomponerade. Vissa av dem ha visat sig föra serpentinpseudomorfoser efter olivin. På norra sidan Nyselet, SO om Sjougdnäs, anstår inom ett tämligen begränsat område en mer säregen porfyrit med antydan till ofitisk struktur, sammansatt av zonal plagioklas — varierande mellan oligoklas och sur labrador — rätt betydande mängder mikroklin, ofta omgiven av myrmikitvårtor, vartill sluter sig uralitiserad augit samt brun biotit. Kvarts saknas fullständigt.

Kvantitativt sett äro dessa intermediära och basiska bergarter av relativt ringa betydelse och ha hittills ej kunnat ägnas större uppmärksamhet. Många gånger, såsom vid Svansele och Klumpvattnets utlopp, ha de iakttagits tydligt genomsatta av och som brottstycken inneslutna i omgivande granitiska och syenitiska bergarter. Genom de kaledoniska störningarna ha dock de primära kontaktförhållandena ej sällan utsuddats och kunna då te sig synnerligen orediga. Under sådana förhållanden kan det ofta ställa sig svårt att avgöra, i huru stor utsträckning dessa basiska bergarter verkligen äro prekambriska, enär, såsom nedan skall visas, otvivelaktigt kaledoniska grönstenar, även dessa dock i ungefär lika grad regionalmetamorfa, uppträda i samma trakter.

För frågan om sparagmiternas genesis återstår att i korthet omnämna ett par förekomster av leukokrata spaltningsprodukter, antingen dessa äro att betrakta som sura grönstenssekret eller äro direkt associerade med granit-syenitserien. På näset mellan Vuollelite och Kaskalite, Ö om Kultsjön, anstår en dylik vit, finkornig bergart, väsentligen bestående av mikroklin, starkt sur plagioklas jämte kvarts, vartill komma små mängder kloritiserad biotit. — En annan förekomst 1 km Ö om Svansele, SO om Sjougdnäs, vilkens gränsförhållanden emot omgivande basiska antiklinalbergarter ej direkt iakttagits, utgöres av en likaledes vit och finkornig, kvartsfattig, väsentligen av avkalkad, starkt pigmenterad plagio-

klas uppbyggd bergart, därjämte förande något ljusgrön amfibol, kloritiserad biotit samt apatit och malmmineral. Ehuru den petrografiska likheten med trondhjemiterna är i ögonen fallande, föreligger dock intet som helst skäl att här misstänka en kaledonisk intrusion, dess mer som bollar av dylika bergarter ingå i sparagmitkonglomeraten (se sid. 636).

Typisk kataklastisk deformation i form av böjda och söndertryckta plagioklaslameller och biotitindivider, periferisk granulering och till finkorniga aggregat utvalsade kvartskorn har mer eller mindre påverkat urbergsantiklinalens samtliga bergarter. I vissa nedan närmare berörda zoner äro likväl de primära stelningsstrukturerna bättre än vanligt bevarade och fullt tydliga. Denna kataklastiska förskiffring är i sina huvuddrag avgjort orienterad i den allmänna kaledoniska strykningsriktningen, och då den därjämte många gånger visar sig direkt förbunden med rubbningarna i omgivande siluriska sedimentkomplex, låter sig dess kaledoniska ursprung väl knappast ifrågasättas. Sådana sekundära strukturdrag, som bruka anses känneteckna det djupmetamorfa, egentliga urberget, kunna däremot ej iakttagas i antiklinalbergarterna,[1] vilka på denna grund synas närmast böra sammanställas med den serarkäiska åldersgruppen.

Den östra, fossilförande silurzonen.

Ehuru liggande utanför det av mig undersökta området förtjänar dock denna östliga silurzon, där tack vare fossilen säkra åldersbestämningar, åtminstone inom vissa gränser, äro möjliga, att här till sin byggnad i korthet rekapituleras.

Med hänsyn till faciesutbildningen kan den uppdelas i ett östligt och ett västligt bälte. Det östra, högländta och topografiskt väl avgränsade bältet, som ursprungligen torde ha sträckt sig betydligt längre västerut fram emot sparagmitzonen, upptages huvudsakligen av Strömskvartsit, en massiv och mäktig, i regeln karakteristisk kvartsit, petrografiskt och tektoniskt ekvivalent med de södra fjälltrakternas Vemdalskvartsit och redan förut tillräckligt känd för att här påfordra en närmare redogörelse. Det västra bältet uppbygges däremot av s. k. Föllinge-Holmsjöfacies eller »skiffer med kvartsit» (20), även benämnd »kambrisk och undersilurisk lerskiffer med kvartsit och sandsten» (11) eller »mörk kvartsitsand-

[1] Inom ett helt begränsat område N om Gårdsjön, N om Ströms Vattudal genombryter Torsfjärdsgraniten bandat gnejsiga och amfibolitiska bergarter av urbergshabitus, vilka dock äro de enda av denna typ, hittills kända inom dessa trakter.

sten med lerskifferlager» (14). Här anstå väsentligen svarta lerskiffrar — såväl grova som fina, ofta fyllitiska eller alunskifferartade — och sandstensskiffrar, intimt växellagrande med tunna och mäktiga lager, linser och bankar av mörk-svart sandsten och kvartsit, den senare ofta övergående till typisk blåkvarts.

Strömskvartsiten, som av Törnebohm inrangerades bland de algonkiska eller prekambriska bildningarna (17, 19), har av samtliga geologer, som på senare tid i fält studerat förhållandena, enstämmigt betraktats såsom i huvudsak normalt vilande på den fossilförande, ej särdeles mäktiga alunskifferhorisonten, eller undantagsvis ortocerkalken. Där de kaledoniska störningarna längs kontaktzonen ej framkallat en sekundär diskontinuitet, har nämligen kvartsiten genom växellagring och petrografiska övergångsled befunnits sammanhängande med den underliggande fossilförande horisonten (8, 14, 20, 13). För närvarande torde det därför kunna anses väl styrkt, att Strömskvartsiten är silurisk och, även om den ej får anses utgöra en viss stratigrafisk nivå, till sin huvudmassa yngre än alunskiffern. Möjligheten att den kan representera alunskifferns uppveckade och överskjutna basalbildningar synes osannolik bl. a. därav, att den kvartsit, som undantagsvis förekommer i normalt läge mellan alunskiffern och urbergsytan, är av så obetydlig mäktighet, att den på intet sätt kan tänkas såsom ursprung till den på alunskiffern vilande mäktiga kvartsitmassan. De kvartsiter m. m., som att döma av de nedan sid. 642 beskrivna förhållandena längs sparagmitområdest östra randzon otvivelaktigt torde utgöra underlaget för den fossilförande siluren längre i väster, äro därjämte av helt annan petrografisk karaktär.

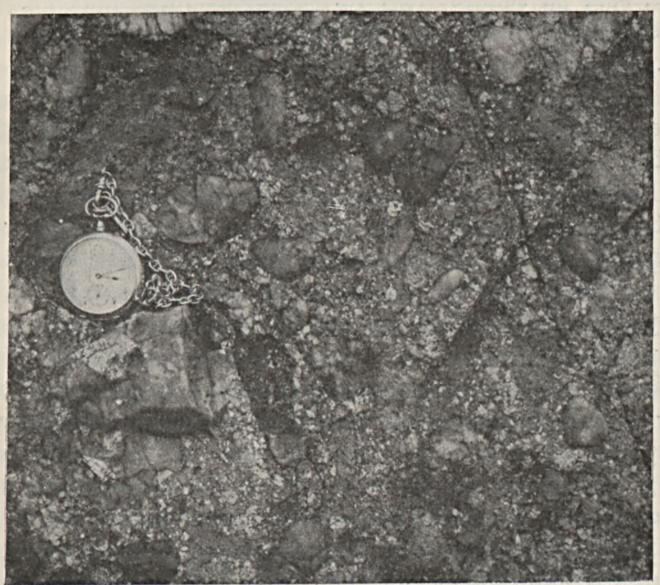
Ett mer direkt intresse för föreliggande frågor anknyter sig till den ute på den flackare terrängen i väster anstående Föllinge-Holmsjöfacies,[1] vars västligaste del intecknats på pl. LXIX, huvudsakligen efter Wimans kartor och dagböcker (20).[2] De av honom på sträckan mellan Ströms Vattudal och Malgomaj gjorda fossilfynden anses närmast peka på den emellan den undre och övre graptolitskiffern liggande delen av siluren. I själva verket synes dock med stor sannolikhet vilken nivå som helst av siluren kunna vara utbildad med denna facies. I överensstämmelse härmed har Wiman också funnit, att den i höjderna anstående typiska Ströms-

[1] För korthetens skull benämnes denna facies i det följande endast Holmsjöfacies.

[2] På översiktskartan pl. LXIX har tektoniken härstädes något förenklats, i det att de i denna zon sporadiska förekomsterna av alunskiffer samt längst i norr vid Malgomaj även av kalksten och något urberg ej ansetts behöva särskilt urskiljas. Angående dessa förekomsters läge se 20.

kvartsiten stundom vilar på alunskiffer, andra gånger på Holmsjöfacies, liksom också att denna senare genom otvivelaktiga petrografiska övergångar i form av växellagring o. d. kan ekvivalera de båda förstnämnda (20).

Denna ekvivalens och faciesväxling träder i dagen allt ifrån den västra gränsen för den typiska Strömskvartsiten, där den underliggande alunskiffern allt mer börjar växellagra med mörk



Förf. foto. 1916.

Fig. 1. Strömskvartsitens kvartskonglomerat inlagrat i Holmsjöfacies, Ögelströmmen, Ströms Vattudal.

sandsten och kvartsit jämte blåkvarts, och gör sig i fortsättningen västerut inom Holmsjöfacies tydligt märkbar genom de större och mindre linsartade ansvällningarna av ljusa, mörka eller blåkvartsartade kvartsiter, som här topografiskt bryta av från de annars lugna och flacka landskapsformerna. WIMAN angiver flerfaldiga exempel på dessa faciesväxlingar, som jag också själv på andra lokaler uppmärksammat. Så börjar exempelvis den i nedre delen av Ögelströmmen i Ströms Vattudal rådande typiska Holmsjöfacies mot väster upptaga bankar av det såsom särskilt karakteristiskt för Vemdals- och Strömskvartsiten ansedda kvartskonglomeratet (fig. 1), vilket i sin tur hastigt ersättes av snart nog allenarådande typisk Strömskvartsit jämte blåkvarts.

Med undantag för lokala områden är denna Holmsjöfacies lätt igenkännlig och av tillräckligt karakteristisk och konstant allmän habitus för att utan svårighet låta sig skiljas från petrografiskt närbesläktade utbildningsformer. Med fullt likartade karaktärer låter den sig i själva verket följas allt ifrån det centrala Jämtland långt upp i Västerbotten.

Den västra, fossilfria silurzonen eller sparagmitzonen.

Den hittillsvarande litteraturen sysselsätter sig litet eller intet med de geologiska förhållandena i denna zon. Dess monotona byggnad jämte den uppenbara avsaknaden av fossil och svårigheten att ställa detta komplex i något så när säker relation till den fossilförande siluren i öster inbjuder ej heller till en monografisk behandling. Den nuvarande översiktskartan (17) synes likväl antyda, att denna norra sparagmitzon mellan Ströms Vattudal och Hornavan lämpligen bör angripas just här i söder, där den i allmänhet stöter direkt intill den lätt igenkännliga Holmsjösilurfacies, medan den N. om Malgomajdalen vanligen gränsar mot kvartsitiska bildningar, visserligen betecknade som Strömskvartsit, men som till sin geologiska och petrografiska ställning dock ofta äro osäkra och vacklande.

Ända intill de allra sista åren har denna sparagmitzon på TÖRNEBOHMS auktoritet ansetts såsom algonkisk eller prekambrisk.[1] Detta betraktelsesätt förefaller att från början helt och hållet vara grundat på analogiskäl och likheterna med det härjedalska-centralskandinaviska sparagmitfältet, ty TÖRNEBOHM synes själv — frånsett en redan 1869 företagen översiktlig resa utan betydelse för denna åldersfråga, och på en tidpunkt, då fjällproblemet ännu ej hunnit att bli i egentlig mening brännande (18) — knappast ägt någon nämnvärd personlig erfarenhet om ifrågavarande trakter.

Petrografisk och stratigrafisk sammansättning.

Genom sina säreget brutna och oroliga former med åt flertalet håll brant stupade bergsidor — detta åtminstone i de av tryckförskiffring minst drabbade områdena, där den primära, starka förklyftningen och ringa motståndskraften mot temperaturväxlingar ännu gör sig fullt gällande — skiljer sig sparagmitzonen topografiskt såväl från det lägre av Holmsjöfacies intagna flacklandet

[1] I ett föredrag inför Geol. sektionen i Uppsala d. 22 mars 1917 framlades de dittills vunna preliminära resultaten av min undersökning samt några skäl till förmån för en silurisk ålder för åtminstone vissa delar av denna sparagmitzon (2).

i öster, som också från den i allmänhet högre och genom lugnare landskapsformer utmärkta seveskifferterrängen i väster. Branta och relativt trånga dalgångar, som under passagen genom sparagmitzonen till synes omotiverat böja om till en rakt ostlig eller t. o. m. nära nog nordostlig riktning, är ett allmänt återkommande drag.

Sparagmitformationens basallager — än, såsom kring Ströms Vattudal, väsentligen bestående av ljusa, något fältspatförande kvartsiter, än åter av röda sparagmiter eller mörkvioletta sandstensartade skiffrar — vila med en typisk sedimentationskontakt direkt på den centrala antiklinalens djuperuptiver. De här och var i närheten av denna antiklinal ur sedimenttäcket uppstickande kullarna av granit m. m.[1] vittna otvivelaktigt om en primärt



Fig. 2. Subsparagmitiskt vittrad granitkulle uppstickande ur siluren 3 km. N. om Lidsjöberg. — (Profilens längd c:a 70 m.)

a frisk eller föga vittrad och förskiffrad granit,
a_1 den subsparagmitiska vittringszonen, vanligen sekundärt förskiffrad,
b vit kvartsit (silurens bas),
c röd och grön skiffer,
d morän.

starkt kuperad landyta, i vars högre partier den fossila vittringszonen, såsom t. ex. i grönstenen vid ån strax nedom Klumpvattnet, ofta kan följas tiotal m. djupt (fig. 2). Vittringsprocessen kännetecknas i allmänhet av en starkare mekanisk än kemisk sönderdelning med utfällning av röda järnsubstanser, detta i antiklinalens såväl sura som basiska eruptivbergarter. I de fall åter då sedimentkomplexets basallager äro grå eller ljusa, inträder samtidigt en blekning av vittringszonen och avfärgning av den i sig själv röda graniten eller mörka grönstenen. I mikroskopet framträder processen först genom sönderdelning och förstöring av de mörka mineralen, därefter, i samma mån den mekaniska uppluckringen fortskrider, av plagioklaserna, medan däremot mikroklin och starkt sur plagioklas in i det längsta bibehålla sig friska. Inom samt-

[1] Basallagrens stupningar komma givetvis primärt att variera högst avsevärt kring dessa uppstickande subsparagmitiska kullar. I normala fall bör stupningen vara utåt, även längs antiklinalen som helhet betraktad, såsom några på kartan inlagda lokaler också giva vid handen.

liga partier av urbergsantiklinalen är denna subsparagmitiska vittringszon återfunnen.

På denna vittrings- och sedimentationskontakt vilar på många ställen, t. ex. kring Ströms Vattudal eller NV om Bångnäs vid Vuollelite, ett tunnare eller mäktigare basalkonglomerat med intill huvudstora bollar eller skarpkantiga fragment bl. a. av underlaget, vars presparagmitiska ålder genom samtliga dessa fakta måste anses säkerställd. — Att denudationen likväl mångenstädes ännu ej hunnit att nämnvärt nedtränga i urbergsantiklinalen framgår av de smärre isolerade fläckar av den subsparagmitiska vittringszonen, jämte därtill anslutna grå och röda basalkonglomerat och kvartsiter, grå och röda skiffrar och sparagmiter jämte sandstensartade skiffrar o. s. v., som ej sällan anträffas inne på urbergsterrängen ibland, t. ex. såväl N. som S. om Ströms Vattudal, t. o. m. på betydande avstånd från den egentliga formationsgränsen (fig. 9 A).[1] De vittna om att sparagmitfältet ursprungligen omgärdat även urbergsantiklinalens södra, större del och tillsammans med det nu isolerade sparagmitskifferkomplexet i den s. k. Offerdals- eller Ansättenskollan utgjort en kring antiklinalen sammanhängande tektonisk zon. Den prekambriska ytans allmänt större höjdläge härstädes, nående ända till 800 à 1,000 m. ö. h. N om Hotagen, kan tänkas ha orsakat en starkare denudering av omgivande del av sparagmitkomplexen.

Sparagmitzonen uppbygges väsentligen av dels röda eller smutsröda, dels mörka (ljusgrå-mörkgrå-gröngrå-svarta) sparagmiter och sparagmitiska kvartsiter i växellagring med och petrografiskt gradvis övergående i ljusa eller gråvita, ofta fullt normala kvartsiter, ej sällan utbildade som typisk blåkvarts. Dessa kvartsitiska utbildningsformer uppträda som mäktiga bankar synbarligen i alla delar av formationen även långt i väster, såsom i Gitsfjället. I stort sett synes den rent sparagmitiska karaktären vara mindre extremt utbildad, det kvartsitiska och leriga inslaget däremot starkare framträdande än inom det härjedalska sparagmitområdet. — Härtill sluta sig, dels konforma inlagringar av röda, smutsröda, grå eller mörka skiffrar, ibland grova och sandstensartade, ibland åter finkorniga och fullt fyllitiska, dels också, ehuru mera sällan, interformationala konglomeratbankar av växlande mäktighet men i

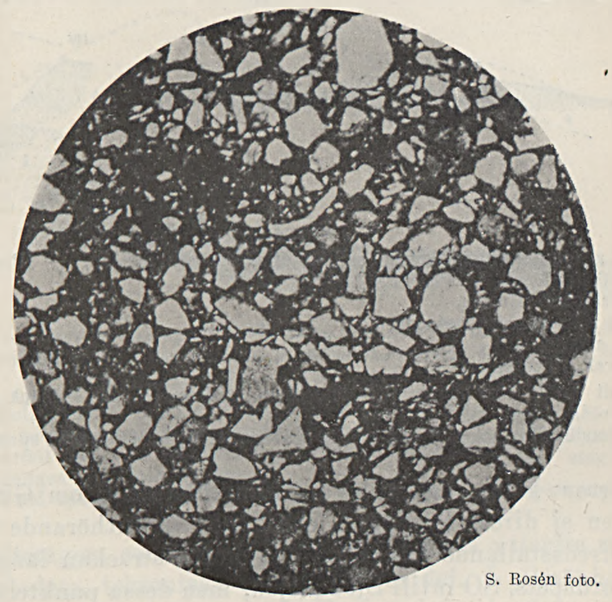
[1] Den från lokal till lokal växlande bergartsassociationen i dessa små denudationsrester, liksom också de svävande och rätt indifferenta bergartskaraktärerna i den zon, som här begränsar silurfältet mot urbergsantiklinalen i väster (sid. 651), har på sin tid föranlett vissa meningsskiljaktigheter beträffande kartläggning och tektonik (10, 12), vilket med hänsyn till då rådande uppfattning om sparagmitfältets geologiska ställning och relation till siluren i öster är lätt förklarligt.

regeln föga uthålliga. Diskordant skiktning och böljeslagsmärken förekomma, ehuru ej mera allmänt.

De talrika petrografiska övergångsled liksom den ofta intima växellagring, som sammanbinda samtliga dessa komponenter med varandra, tillåta ej ens med en betydligt större kartskala, än den här använda, en mer långt gående uppdelning av detta petrografiskt heterogena men stratigrafiskt fullt enhetliga komplex. Till och med den här företagna till synes enkla tudelningen i mörka och röda bergartstyper eller en röd och en mörk sparagmitetage låter sig i praktiken ej alltid så lätt genomföras utan kan beträffande den närmare avgränsningen mången gång bli ganska subjektiv. Så är exempelvis den typiska mörka sparagmiten genom en mörkt smutsröd, gradvis övergångszon av ofta betydande mäktighet intimt förbunden med den normala röda utbildningsformen. Samma svårighet möter att på ett rationellt sätt avgränsa de till de båda etagerna anslutna kvartsiterna från varandra.

De äkta sparagmitiska bergartsleden innehålla till mer än hälften fältspat. Denna utgöres i såväl den mörka som röda typen alldeles övervägande av mer eller mindre pertitisk frisk mikroklin, medan däremot den underordnat närvarande plagioklasen, därest den ej är extremt sur, i regeln är kemiskt och stundom även mekaniskt sönderdelad. Förutom smärre korn av epidotmineral, järnmalm och klorit, uppträda mörka mineral aldrig som klastisk beståndsdel. — Mineralkornens rundning är i allmänhet mindre tillfredsställande; mången gång består huvudmassan av skarpkantiga, spetsiga fragment eller t. o. m. halvmånformiga skärvor, som i sitt nuvarande skick näppeligen kunna antagas ha varit föremål för längre transport. Samma vittnesbörd lämna också de skarpkantiga större och mindre fragment, som sammansätta konglomeraten. Under förutsättning att denna skarpkantighet är primär och ej tillkommit genom söndersprängning under tidsintervallen mellan sedimentation och diagenes, så synes uppenbart, att materialet till stor del hämtats från det närliggande prekambriska underlaget och dess mikroklinpertitiska bergarter. Den sparagmitbildande processen har tydligtvis inneburit en anrikning av mikroklinen på bekostnad av de lätt förstörda plagioklaserna och mörka mineralen. En sådan härkomst bestyrkes också därav, att de ofta högt över lagerseriens bas liggande interformationala konglomeraten innehålla rikligt med bollar ej endast av urbergsantiklinalens typiska granit-syenitserie utan också, såsom slipprov utvisa, av de ovan anförda mer säregna leukokrata bergartstyperna.

Den mikroskopiska undersökningen av föga regionalmetamorfa bergartsprov har ådagalagt, att skillnaden mellan de röda och mörka kvartsit-sparagmittyperna så gott som uteslutande betingas av cementets beskaffenhet, medan däremot mineralkornens egenfärg blott sällan blir av betydelse. Hos de röda bergarterna består detta cement av en av järnoxid och järnoxidhydrat helt genomdränkt massa, svår att närmare optiskt analysera (fig. 3), hos de mörka däremot väsentligen av ett finfördelat kvartsaggregat, starkt



S. Rosén foto.

Fig. 3. Typisk röd, opressad sparagmit, Klingerselet. Först. c:a 25 ggr. Ord. ljus.

genompudrat och pigmenterat av grön klorit och sericit (fig. 7). I överensstämmelse härmed innehåller cementet i de smutsröda modifikationerna en blandning av de båda huvudtypernas pigment.

I det stora hela förefalla de mörka sparagmiterna och kvartsiterna mer finkorniga än de röda. Till sina primära karaktärer torde de mera närma sig lersandstenar eller gråvackor och synas fältgeologiskt i åtskilligt kunna betraktas som en grovklastisk speciell facies av lerskifferterrängerna, främst Holmsjöfacies i öster, ett intryck som förhöjes genom de ofta konformt inlagrade mörka skiffrarna (se sid. 642).

Någon detaljerad stratigrafisk indelning av sparagmitkomplexet har till dato ej låtit sig uppställas, däremot synas vissa strati-

grafiska huvuddrag redan nu fullt skönjbara. Bortser man nämligen från antiklinalens sydöstligaste del, där mer indifferenta ljusa kvartsitiska bergarter ofta bilda basallagren, utgöras dessa i sitt normala läge kring de i norr blottlagda antiklinalpartierna av typiskt röda sparagmiter och kvartsiter med en på några lokaler beräknad totalmäktighet av upp till ungefär 200 m. Däröver följer likaledes med otvivelaktigt normal överlagring den synbarligen minst några hundra m. mäktiga mörka delen av lagerserien.[1]

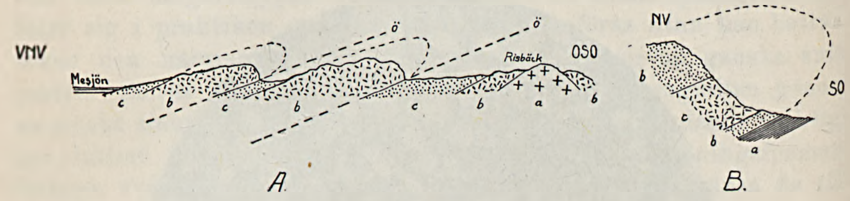


Fig. 4.

A. Profil genom sparagmitzonen mellan Risbäck och Mesjön. — (Profilens längd c:a 10 km.)
a urbergsantiklinalen,
b den röda sparagmitetagen,
c » mörka »
ö överskjutningsplan.

B. Generell profil över sparagmitfältets östra randzon (N. om Risbäck saknas dock den röda etagen *c*).
a Holmsjö silurfacies, *b* den mörka sparagmitetagen, *c* den röda sparagmitetagen.

Bottenlagren kring den lilla antiklinalblottan S om Gitssjön äro visserligen ej direkt iakttagna, och likaså äro hithörande förhållanden otillfredsställande kända på den korta sträckan längs antiklinalens nordspets, SO intill Sjougdsjön, men dessa punkter äro kvantitativt sett alltför fåtaliga för att kunna rubba den redan erhållna stratigrafiska totalbilden.

Däremot är i ett flertal fall, och bäst i trakten av Risbäck, med full tydlighet ådagalagt, att den röda bergartssviten med stor mäktighet och upprepade gånger kunna överlagna den mörka (fig. 4 A). Denna lagerföljd synes mig — med stöd av stupningarna och på grund av vad som nedan anföres från den östra randzonen — utan tvekan vara abnorm och framkallad genom upprepade inversioner, dess mer som kraftiga kross- och förskjutningszoner i dessa fall bruka framgå i den röda bergartskomplexens bas. Troligt är att ännu flera sådana abnorma överlagringar skulle vid en mer detal-

[1] Moränens sammansättning kring Tåsjöns övre del liksom också närvaron av mörk sparagmit i den inverterade randzonen här i väster synes angiva, att sparagmitkomplexens övre mörka etage även finnes utbildad V om Tåsjöns nordända. Observationspunkter i det inre av sparagmitzonen saknas dock tyvärr här, vilket förklarar det på kartan införda beteckningssättet.

jerad kartering kunna påvisas i fältets centrala delar. Tillsvidare synes den röda etagen stratigrafiskt böra inrymmas uteslutande i formationens undre del.

Holmsjöfacies underlagrar alltid, såvitt hittills är bekant, sparagmitformationen längs dennas östra rand (fig. 4 B). Omväxlingen och rikedomen på bergartstyper är här ännu större än i fältets inre, i det att ytterligare tillkommer en serie vanligen finkorniga petrografiska övergångsled mellan Holmsjöfacies och den mörka

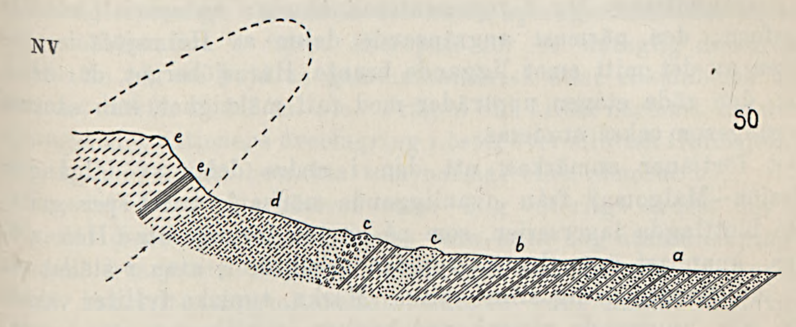


Fig. 5. Profil genom sparagmitfältets östra randzon vid södra sidan Långmarksberg, Norrsjö. Profilen typisk för randzonen mellan Lidsjöberg i söder och Risbäck i norr (jämför fig. 9 B.) — (Profilens längd c:a 600 m.)

a typisk Holmsjöfacies (silurisk, svart kvartsit och fyllit),
b finkornig mörk sparagmitisk kvartsit med skiffer, } (mörk sparagmitetage)
c ljus kvartsit med blåkvartsbankar och kvartskonglomerat,
d mörk, vanligen finkornig sparagmit,
e smutsröd-röd sparagmit och kvartsit med röd skiffer e_1 (röd sparagmitetage).

sparagmitetagen, som här alltid bildar fältets yttersta randzon och samtidigt dess, tektoniskt sett, understa del. I allmänhet karakteriseras övergången av att de mörka sandstensbankarna i Holmsjöfacies bli fältspatförande och småningom rådande på bekostnad av skifferlagren.

Hur denna på ett flertal lokaler närmare studerade och i sina huvuddrag tämligen likartat byggda, i fält ej skarpt begränsade övergångszon mellan fossilförande silur och sparagmitformationen mer i detalj gestaltar sig är avsett att framgå av fig. 5, hämtad från trakten av Norrsjö, där förhållandena äro särskilt upplysande, beroende på att Holmsjöfacies längre än vanligt mot väster bibehåller sin typiska habitus, varför övergångszonen här blir smalare och mer överskådlig. Genom tydliga intima växellagringar och petrografiska övergångar sammansätta här samtliga lager och bergartstyper ett fullt konkordant förband, där dock lagerstupningen kan växla till storleken. Anmärkas bör, att blåkvartskonglomeratet längs större delen av sträckan härifrån och ned till Harrsjö-

berget synes ersättas av en polymikt interformational konglomeratbank, liggande i den smutsröda sparagmiten, d. v. s. på gränsen mellan mörk och röd sparagmit.

Den av WIMAN beskrivna profilen från Harrsjön (22, sid. 9) lämnar ett annat exempel på sammansättningen av denna övergångszon, varvid dock enligt slipprov den av honom som lager 1 betecknade horisonten är typisk smutsröd sparagmit med konglomerat, liksom också de uppgivna grå kvartsiterna i n:r 3 och 6 delvis äro sparagmitiska. N:r 8 representerar, ehuru i en speciell utbildningsform, den närmast angränsande delen av Holmsjöfacies. — I foten av det mitt emot liggande branta Harrsjöberget, där dessutom den röda etagen uppträder med full mäktighet, kan samma övergångszon också studeras.

Det förtjänar anmärkas, att den i nedre delen av dalgången Kultsjön—Malgomaj från ovanliggande mörka kvartsit-sparagmittäcke blottlagda lagerserien, som på kartan inrangerats i Holmsjöfacies, knappast äger dennas typiska karaktärer, utan i stället en mer indifferent, östlig silurhabitus. Mörka, typiska fylliter växellagra här upprepade gånger med bankar af blåkvarts och kvartsiter, grå-gröngrå sparagmitiska skiffrar och finkorniga sandstenar, varvid mot väster ovan Dimforsen, jämte den nedan anförda inlagringen av röd och grön skiffer, det sparagmitiska grovklastiska inslaget blir allt rikligare.

Som ett egendomligt men ofta återkommande uttryck för nu anförda konkordans och växellagring mellan fossilförande silur och sparagmitformationen kunna uppfattas de flera m. mäktiga bankar av karakteristiska gröna och röda skiffrar, som i regeln redan någon eller några km. utanför den egentliga sparagmitgränsen förekomma konkordant inlagrade i siluren i öster.[1] Så har visats vara förhållandet inom så gott som samtliga större dalgångar, där vattendragen blottat mer sammanhängande profiler, t. ex. nedanför Bångnäs mellan Kultsjön och Malgomaj, längs Saxälven, Sjoutälven, Harrsjöån, Klumpvattensån N om Gårdsjön o. s. v. samt även här och var i den mellanliggande högre terrängen.

Åldersställning.

Endast längs den ovan beskrivna gräns- eller övergångszonen i öster kommer sparagmitformationen i direkt beröring med otvivelaktiga och allmänt erkända siluravlagringar. Med utgångspunkt

[1] Liksom de mörka och röda grovklastiska bergartstyperna äro också dessa röda och gröna skiffrar genom gradvisa petrografiska övergångar m. m. intimt förbundna med varandra. Skillnaden mellan dem synes så gott som uteslutande vara en färgskillnad betingad av järnets olika oxidationsgrad.

från de sammanhängande profiler man flerstädes äger tvärs över denna zon ända upp i den typiska röda sparagmiten förtjänar undersökas, i vad mån några säkra slutsatser i åldersfrågan på det nuvarande stadiet äro möjliga.

Det är till en början tydligt, att den hittills gängse åsikten om en algonkisk eller prekambrisk ålder ej kan upprätthållas, ity att full kondordans råder mot underliggande siluriska Holmsjöfacies. Att skarpt avgränsa dem från varandra är ej möjligt. Ej heller har mig veterligt från hela det norra sparagmitområdet en enda äldre observation i fältet åberopats för en antaglig diskordans. Äldre än på sin höjd en gammalkambrisk eller eokambrisk ålder kan det därför ej bli tal om. Frågan blir alltså närmast, om denna sparagmitformationens överlagring i öster över silurisk Holmsjöfacies (fig. 4 B, 5) är att betrakta som normal eller abnorm.

För det förra alternativet talar mig veterligt endast det faktum, att denna överlagring synes vara nära nog utan undantag för handen, hvarjämte möjligen också kan anföras, att den överlagrande kvartsit-sparagmitmassan mången gång saknar nämnvärda tryck- och deformationsstrukturer, tydande på större tektoniska rubbningar.

Däremot finns det enligt min mening vägande skäl till förmån för en abnorm överlagring. Först är att märka, att den röda sparagmitetagen aldrig direkt vilar på Holmsjöfacies. Mellan dem inskjuter alltid den mörka etagen, och denna överlagrar också förr eller senare den nyssnämnda röda.[1] Denna senare utgör i fältets inre otvivelaktigt formationens basaletage (se sid. 638), och randzonens tektonik låter sig med hänsyn härtill och i full överensstämmelse med fältets sannolika byggnad i väster (sid. 638, fig. 4 A) otvunget förklaras såsom en mot Ö överkastad inversion. Ett kraftigt stöd erhåller detta betraktelsesätt därav att denna gent emot flacklandet i öster i topografien abrupt framträdande randzon i strykningsriktningen söderut direkt fortsättes och övergår i den nedan beskrivna antiklinala dislokationszon, som här begränsar urbergsantiklinalen mot öster (fig. 9 B). Förhållandet att detta mot öster överstjälpta veck längst i söder huvudsakligen visar det blottade och inveckade prekambriska underlaget, längre norrut däremot den röda etagen, som i sin tur slutligen också försvinner och mellan Risbäck och Malgomaj uteslutande ersättes av den mörka, synes osökt finna sin förklaring i det generellt mer djupgående snitt som söderut träder i dagen, främst i form av urbergsantiklinalens i allmänhet mer omfattande framdenudering.

[1] Se anmärkningen sid. 638.

Det anförda resonemanget utmynnar alltså i att Holmsjöfacies är med all sannolikhet yngre än den i sparagmitfältets randzon anstående delen av lagerserien och måste här i väster på djupare nivå normalt och konkordant underlagras av densamma. Då emellertid denna Holmsjöfacies, enligt vad som ovan anförts, för närvarande ej synes kunna stratigrafiskt bestämmas närmare, än att den ligger någonstädes mellan äldre kambrium och yngre gotlandium, synes ej mycket vara vunnet beträffande sparagmitfältets åldersbestämning, dess mer som den mörka sparagmitetagen i fältets inre ju skulle kunna tänkas nå stratigrafiskt högre än motsvarande etage i de perifera östliga delarna.

I och för sig synes denna möjlighet ingalunda utesluten. I samtliga de fall då i randzonen den mörka sparagmitetagen genom den ovanliggande röda låter sig avgränsas uppåt, skiljer den sig genom relativt liten mäktighet, finkornigare sammansättning o. s. v. från den typiska mörka etagen i fältets inre. Utgår man å andra sidan från att hela sparagmitfältet är äldre än Holmsjöfacies och i allmänhet äldre än siluren i öster, så synes egendomligt, att icke någonstädes silur av östlig habitus pålagrar fältets centralare delar. Däremot har jag flerstädes kunnat konstatera närvaron av visserligen ej fullt typisk men synbarligen otvivelaktig Holmsjöfacies såsom tunna bankar och lager konformt inlagrade i den mörka sparagmitetagen i fältets inre. Tages dessa sakförhållanden i samfällt betraktande, framställer det sig långt ifrån såsom osannolikt, att sparagmitfältet åtminstone delvis, och närmast då dess övre mörka etage med dess primära karaktär av lerrik sandsten (sid. 637), kan vara en västlig speciellt grovklastisk utbildningsform av Holmsjöfacies och alltså åtminstone inom vissa gränser ekvivalera densamma.

Huruvida den röda basala sparagmitetagen kan direkt sammanställas med den härjedalska röda sparagmiten eller med den norska eokambriska[1] låter sig för närvarande ej avgöras. Såväl i Norge som i Sverige kan den lätt igenkännliga subkambriska diskor-

---

[1] I en föregående avhandling (3) har jag påvisat vissa förhållanden, som synas angiva, att dalasandstenen, vad beträffar Idretrakten, konkordant underlagrar därvarande gammalkambriska lager och därför därstädes närmast vore eokambrisk. Den angivna konkordansen avser en gråvit, säregen sandstensmodifikation, som såväl Törnebohm, Högbom som jag ansett tillhöra dalasandstenens översta del.

Emellertid har jag sedermera i fält tagit del av de likartade skotska förhållandena, och den möjligheten synes mig därför tills vidare böra hållas öppen, att denna gråvita sandstenshorisont ej tillhör dalasandstenen utan är underkambrisk eller en ekvivalent till de eokambriska sparagmiterna. Den verkliga dalasandstenen ligger i så fall djupare, liksom också den avgörande diskordansen då bör eftersökas på lägre nivå.

dansen följas in under kvartsit-sparagmitformationerna och bestämmer därmed dessas undre åldersgräns, även om denna diskordans i strängare bemärkelse ej alltid får uppfattas som strängt synkron. Ett sådant direkt förföljande av den subkambriska diskordansen från öster och fram till den nordjämtska-sydlappska sparagmitzonen låter sig däremot ej göra.

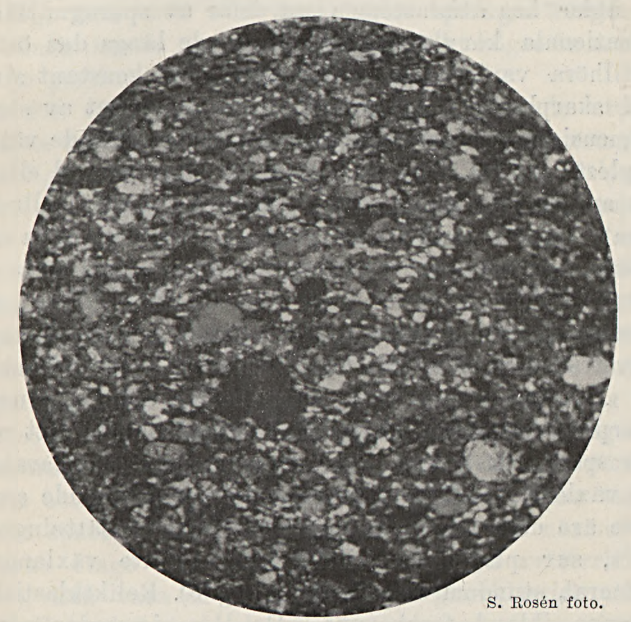
Vissa andra iakttagelser synas också — under vissa här nedan berörda förutsättningar — bäst förenliga med en ej alltför hög silurisk ålder hos åtminstone vissa delar av sparagmitfältet. De interformationala konglomeraten, bl. a. de längs den östra randzonen, tillhöra vanligen en rätt säregen men konstant strukturell typ med skarpkantiga bergartsflisor och fragment av starkt växlande dimensioner, endast underordnat däremot förande väl rundade bollar, glest spridda i en finkornig, mörkt smutsröd eller nästan svart, sparagmitisk grundmassa.[1] Bollarna bestå i allmänhet av urbergsantiklinalens samtliga eruptivbergarter jämte röda och mörka kvartsit-sparagmittyper, identiska med dem i omgivande delar av formationen. Men därjämte ingå, såvitt hittills bekant, på samtliga lokaler i betydande mängd äkta kristallina skiffrar, som skarpt sticka av från den ofta fullt klastiska, ej alls förskiffrade mellanmassan. Frågan är, varifrån dessa bollar, som på grund av sin ofta skarpkantiga form knappast kunna ha undergått mer långväga transport, härstamma. Till sina petrografiska karaktärer äro de rätt växlande. Sällsynt förekomma granatförande amfiboliter. Vanligare äro däremot surare typer med sammansättningen kvarts, mikroklin, sur plagioklas, biotit, klorit jämte växlande mängd epidotmineral, stundom också granat (fig. 6). Reliktklastiska strukturer kunna ibland förekomma. De låta sig under mikroskopet mången gång svårligen skiljas från vissa seveskiffertyper, bl. a. kristallina sparagmitderivat, andra gånger visa de däremot inga mikroskopiska likheter med av mig kända fjällskiffrar.

A priori kan en härkomst från fjällskiffrarna i väster knappast anses absolut utesluten. Den skulle dock tydligen innebära, att de konglomeratförande nivåerna — som för övrigt i regeln äro föga kaledoniskt tryckpåverkade — kommit till avsättning, först sedan den kristallina kaledoniska metamorfosen i huvudsak slutförts, men innan de av kataklastisk deformation kännetecknade senkaledoniska massförskjutningarna bringat seveskifferfronten i sitt nuvarande läge upp över sparagmitzonen i öster. Till åldern skulle

[1] Konglomeratets nu angivna karaktär, frånvaron av lagring m. m., ger detsamma en tillitartad habitus. Trots däråt riktad uppmärksamhet har jag likväl ej kunnat finna några som helst andra antydningar till ett eventuellt glacialt ursprung för detsamma.

de alltså vara kaledoniska samt ekvivalera t. ex. den norska Valderssparagmiten (7) och Sandnäskonglomeratet i västra Jämtland (5).

Den andra och måhända sannolikare möjligheten är, att dessa bollar härleda sig från det i dessa delar av Norrland relativt litet kända urberget och dess superkrustalformationer. De hittills bekanta närmaste förekomsterna av dessa senare ligga dels i NO vid Stensele, dels i SO nedåt kusttrakterna i Ångermanland, men torde på grund av det betydande avståndet, c:a 100 km., jämfört med



S. Rosén foto.

Fig. 6. Boll av reliktklastisk biotit-epidotgnejs (derivat ur sparagmitisk sandsten?) tillhörande mörkt sparagmitkonglomerat mellan Sörfors och Risbäck. Först. c:a 25 ggr. + Nic.

konglomeratets strukturella utbildning ej kunna ifrågakomma. Dess värre har jag ej heller trots sökande kunnat anträffa några liknande bergarter, varken inom urberget närmast öster om siluren, ej heller inom den centrala antiklinalen i väster. Inte ens som block ha sådana kunnat påvisas i dessa trakters morän. Frågan om deras härkomst måste därför ställas på framtiden.

En annan ytterst allmän företeelse, värd att uppmärksammas i detta sammanhang, är att mineralkornen, särskilt naturligtvis kvartsen, äro påfallande starkt kataklastiskt deformerade före sedimentationen (fig. 7). Ett likartat vittnesbörd om stark presparagmitisk tryckförskiffring lämna också många från urbergsantiklina-

len härstammande konglomeratbollar. Då nu bergartsmetamorfosen i antiklinalen för närvarande blott synes kunna sammanställas med det kaledoniska vecksystemet (sid. 630), skulle slutsatsen bli, att sedimentationen i dessa fall är yngre än åtminstone veckningsprocessens början, vilken beträffande sydligare trakter, av åtskilliga skäl synes kunna dateras till ordovicisk tid.

Det förtjänar här också erinras om att GAVELIN inom Kvikkjokkområdet, alltså NNO om den egentliga sparagmitzonen men i strykningsriktningen av densamma, iakttagit sparagmitbankar inlagrade på högre nivåer av därvarande Hyolithuszon (6).



S. Rosén foto.

Fig. 7. Typisk mörk, opressad sparagmit med primärt starkt kataklastiska kvartskorn. N. om Sörfors. Först. c:a 25 ggr. + Nic.

Den nordjämtska-sydlappska sparagmitformationen synes alltså till sin geologiska ställning enligt min mening snarast böra uppfattas som en västlig, fossilfri, grovklastisk facies av den mer normala siluren i öster, inklusive Strömskvartsiten. Båda vila direkt på urbergsytan och synas sky varandra, i det de intaga två i stort sett skilda regioner, i gränszonen mellan vilka dock otvivelaktigt äger rum en växellagring och överlagring. Frågan om formationens exakta undre och övre åldersgräns måste likväl tills vidare lämnas öppen. Så mycket synes dock säkert, att den övre åldersgränsen i varje fall ej når upp till under- eller medeldevon, vid vilken tid den kaledoniska veckningen, även i här berörda trakter, torde få anses ha varit avslutad.

Den centrala urbergsantiklinalen med dess — i förhållande till den huvudsakligen peneplannivellerade urbergsytan i öster och annorstädes i Fennoskandia — primärt brutna topografi kan betraktas som sparagmitzonens genetiska och tektoniska ryggrad. Analogierna härutinnan med motsvarande formation inom de sydliga fjälltrakterna äro påtagliga. Det genetiska och geografiska sambandet mellan sparagmitfacies och berggrundstopografi blir emellertid än tydligare, om hänsyn tages till att formationen fordom med all säkerhet sträckt sig söderut till Hotagen och där sammanhängt med den tektoniskt delvis likvärdiga Offerdals- eller Ansättskollan (se sid. 635). Härtill bör ytterligare läggas, att till åldern likvärdiga sparagmitderivat i betydande utsträckning ingå i seveskiffrarnas östra randzon (se sid. 653), varefter de längre mot väster småningom förträngas av mer finklastiska och normala sediment, vilka slutligen helt dominera i köliskifferfältet vid randen av den djupa geosynklinalgraven i väster. Antiklinalens centrala ställning såsom degradationsort vid sedimentationsprocessen framgår emellertid ej endast av avlagringarnas ut mot sidorna i stort sett avtagande sparagmitkaraktärer utan ock av deras förut direkt påvisade egenskap av sedimentderivat ur antiklinalens eruptiver (se sid. 636).

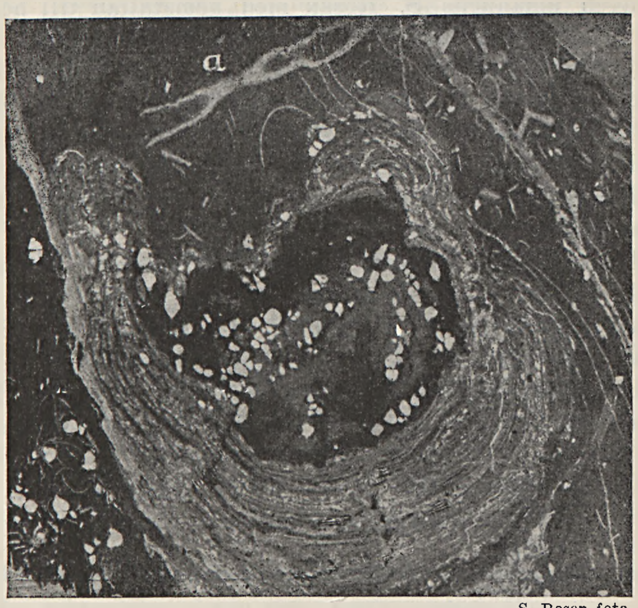
Det förhållandet, att dessa såsom fragment och bollar av betydande storlek rikligt ingå i de förut omtalade, ofta högt i lagerserien liggande interformationala konglomeraten, synes knappt kunna betyda annat, än att antiklinalen varit topografiskt väl markerad och ägt tillräckliga höjddifferenser redan under sedimentationsprocessen, antingen detta höjdläge i huvudsak var relativt gammalt eller, såsom det starkt kataklastiska materialet i konglomerater och sandstenar måhända angiver, delvis tillkommet genom en strax före och under sedimentationen försiggången kaledonisk upplyftning och uppressning.

Bristen på fossil är ett karakteristiskt drag för sparagmitformationen, varifrån det dock gives enstaka undantag. Det återstår nu att med några ord beröra den under de sista åren aktuella frågan om formationens fossilförande kalkstenar.

Över huvud äro karbonatbergarter ytterligt sällsynta. Den i Kalvberget, c:a 12 km. V om Risbäck, sedan gammalt kända, rätt betydande förekomsten av dolomit och dolomitisk kalksten har trots sökande av såväl WIMAN (22) som mig hittills visat sig fossilfri och lämnar alltså ingen ledning i åldersfrågan.

Längs fältets östra randzon förekommer på en synbarligen i

stort sett konstant nivå, nämligen ungefär i mitten av den närmast över Holmsjöfacies vilande mörka sparagmitetagen, på några ställen tunna bankar av en grå, gulvit eller smutsröd kalksten med ofta mussligt, tätt brott och en om dolomitisk sammansättning vittnande rostgul vittringsyta. Genom primärt inlagrade mineralkorn eller skifferlameller övergår den petrografiskt i omgivande



S. Rosen foto.

Fig. 8. Den fossilförande kalkstenen vid Harrsjö, visande dels en större, koncentriskt byggd konkretion av obestämd natur, »stromatolit», dels ock en mängd små, kring densamma liggande fossilfragment av bågformig, oval eller rörformig (a) habitus. — De vita kornen äro klastiska kvartskorn. Först. c:a 4 ggr. Ord. ljus.

grovklastiska bergarter, mellan vilka den uppträder som linser och lager. Hit hör den förut i litteraturen omtalade lokalen vid Harrsjön (**2**, **21**, **16**, **22**), vidare en tyvärr blott såsom blocksträng iakttagen bank i dalgången mellan Vuollelite och Malgomaj, c:a 3 km. nedanför Bångnäs, samt slutligen enligt min mening den relativt rika blockförekomsten på Råberget vid Sörfors, omtalad redan i WIMANS äldre dagböcker (**20**, **22**). Av dessa är emellertid endast Harrsjö- och sannolikt Råbergförekomsten fossilförande.

Harrsjölokalen, vars fyndomständigheter kommit att på ett missledande och ofullständigt sätt refereras i ett par av de sista årens publikationer (**16**, **22**), anträffades av mig sommaren 1916 och befanns redan i fältet föra dels större, koncentriskt byggda konkre-

tioner, dels i samband med dessa stora mängder smärre kroppar av konstant habitus men av i fält obestämbar natur (fig. 8). Det omedelbart efter hemkomsten förfärdigade första slipprovet (fig. 8) bekräftade, att dessa små kroppar voro otvivelaktiga fossil och fossilfragment. Provet förelades med anledning därav först nuvarande doc. E. STENSIÖ samt därefter, några dagar senare, på hans förslag även amanuens S. ROSÉN med hemställan till honom om fyndets bearbetning. Redan före denna hemställan voro alltså de på fig. 8 reproducerade smärre, vanligen bågformiga, elliptiska eller rörformiga (a) fossilen eller fossilfragmenten till sin organiska natur kända. Detta av STENSIÖ även sedermera bekräftade sakförhållande låter sig emellertid ingalunda utläsas ur ROSÉNS framställning, däri han angiver sig själv ha upptäckt de av honom beskrivna problematica (**16**, sid. 159).

Till den av ROSÉN lämnade i övrigt uttömmande framställningen av de omskrivna problematica med åtföljande bergart har jag endast att foga följande av kand. A. REUTERSKIÖLD utförda partiella analys av kalkstenen, vilken, jämfört med de andra till kemisk sammansättning hittills kända karbonatbergarterna i samma formation (**22**, sid. 7), angiver en relativt ringa Mg-halt men hög Fe-halt.

Olöst i HCl	21.2 %
CaO, beräknat som karbonat .	58.8 »
MgO	4.1 »
Fe_2O_3	18.8 »

Det av WIMAN sedermera hemförda rikligare materialet från Harrsjöförekomsten har ej bringat något nytt i dagen, och dessa fossil äro därför tyvärr alltjämt en olöst gåta, tills vidare oanvändbara för en stratigrafisk åldersbestämning.

Beträffande åter de lamellärt koncentriskt byggda, knölformiga, större konkretionerna (fig. 8), hos vilka ingen otvivelaktig organisk struktur låter sig påvisas, kunna de i sakens nuvarande läge ej ens med säkerhet påstås vara av organiskt ursprung. I utlandet liksom också från några ställen i Fennoskandia äro analoga strukturtyper påträffade i flera geologiska formationer allt ifrån yngre prekambrium till upp i trias och ha beskrivits under skilda namn och ofta också såsom skilda arter. Huru mycket av dessa under kollektivnamnet »stromatoliter» beskrivna strukturbildningar är av organisk och huru mycket är av oorganisk natur, är ännu omöjligt att säga. Av intresse för föreliggande frågor är dock, att de i stor utsträckning förekomma i Finnmarkens sandstens-

formation (9), vilken med i mångt och mycket likartad sammansättning och tektonik som sparagmitformationen i norr intager fjällkedjans därvarande östra randzon.

Det torde knappt kunna förnekas, att det av WIMAN vid Gitsån funna, synnerligen intressanta Psilophytonförande blocket med ganska stor sannolikhet kan antagas härstamma ur sparagmitformationen. Huruvida det just härleder sig från Kalvbergets kalkhorisont synes mig däremot mer tvivelaktigt, fast givetvis ej i och för sig orimligt. Av de av WIMAN såsom n:r 2 och 5 anförda indicierna för en sådan härkomst (**22**, sid. 7) är det förra mindervärdigt, eftersom blocket enligt uppgift hittades i en hopförd stensamling (**21**, sid. 856) och alltså sannolikt ej befann sig i sin primära blockassociation. Den under punkt 5 åberopade kemiska sammansättningen synes mig med hänsyn till relationen mellan kalcium och magnesium ej heller inbjuda till några slutsatser i nämnda riktning.

Däremot torde man böra räkna med befintligheten av lokala, i den jordtäckta terrängen dolda dolomit- och kalkstensbankar. Så synes mig förhållandet vara t. ex. med den starka blockanhopningen av dolomitisk kalksten på Råberget, enär sådana block, efter vad jag haft tillfälle att undersöka, långt ifrån äro vanliga däremellan och Kalvberget, vilket senare därför näppeligen torde vara deras moderklyft.

Om den kaledoniska tektoniken och den kaledoniska bergartsmetamorfosen.

Till de tektoniska drag som varit nödvändiga att beröra vid diskussionen om områdets stratigrafi m. m., skall här nedan läggas en mer sammanfattande översikt.

Liksom i allmänhet annorstädes invid bergskedjans östra rand har veckningsprocessen visserligen regionalt deformerat den subkambriska landytan till höjdläget och givit den dess deciderade lutning mot väster och nordväst men däremot ej förmått att annat än mer undantagsvis metamorfiskt ombilda de däri ingående bergarterna. I den c:a 50 km. västligare liggande urbergsantiklinalen är detta däremot i så hög grad fallet (se sid. 652), att dess topografi över stora områden antagit Ramankaraktär. Denna Schuppenstruktur betingas av kraftiga, ofta många tiotal m. mäktiga förskiffringszoner, i vilka de porfyrstruerade bergarterna övergått till ögongnejser, andra däremot nedkrossats till rena myloniter. Längs dessa glidzoner ha de mellanliggande, kaledoniskt mindre påverkade blocken eller plattorna taktegelformigt skjutits upp på varandra (fig. 9 A).

Särskilt antiklinalens randområden äro i dessa avseenden var för sig upplysande. Mot den västra randzonen och särskilt i de trakter i sydväst, där seveskiffrarna direkt pålagra urbergsytan, bli dessa kataklaszoner allt tätare och kraftigare för att slutligen helt och hållet omforma berggrunden. Ett instruktivt exempel

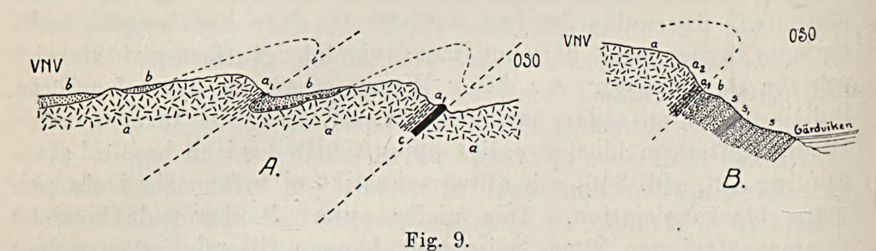


Fig. 9.

A. Schematisk profil visande den allmänna tektoniken inom urbergsantiklinalens södra del kring Ströms Vattudal.
a urberg, delvis förskiffrat (a_1),
b silurens basalbildningar,
c kaledonisk basisk intrusion.

B. Profil från Strömsbergets östsida, Lidsjöberg, typisk för urbergsantiklinalens östrand fram till Lidsjöberg i norr. (Profilens längd c:a 800 m.)
a urberg med ofta bibehållen subsparagmitisk vittringszon (a_1), mot basen dock oftast starkt förskiffrat (a_2),
b silurens basalkonglomerat med bollar bl. a. av angränsande granit,
s bankad och skifferblandad ljus och mörk kvartsit, stundom blåkvartsartad eller sparagmitisk, växellagrande med varandra samt med röd och grön skiffer (s_1). — Omedelbart Ö. om profilen vidtager typisk Holmsjöfacies.

erbjuder landsvägsprofilen mellan Torsfjärden och Bågede i Ströms Vattudal. I sådana fall kunna betydande svårigheter möta att uppdraga en gräns mellan seveskiffrarna och urbergsantiklinalens mylonitiserade västrand.

Mot östranden blir den egentliga Schuppenstrukturen tydligare och mer påtaglig genom närvaron av de förut sid. 635 omtalade denudationsresterna efter sparagmitformationen, som här ofta ligga inklämda under de mot öster framskjutna urbergsplattorna och på så sätt kommit att bevaras (fig. 9 A). Särskilt omedelbart invid östranden blir denna tektonik över så långa sträckor rådande, att den blir en verkligt regional företeelse, som utan avbrott låter sig följas från trakterna S om Ströms Vattudal upp till Lidsjöberg och Gårdsjön, därifrån den i strykningsriktningen äger sin direkta fortsättning i sparagmitfältets över Holmsjöfacies i form av en inversion framskjutna östra rand (se sid. 641), som i sin tur kan följas fram till kartgränsen i norr. Däremot kunna längs fortsättningen av urbergsantiklinalens östra gränslinje norrut från Lidsjöberg blott mer undantagsvis och i helt liten skala, såsom

t. ex. V om Fånsjön, likartade företeelser iakttagas. Synbarligen intaga dessa en tektoniskt högre nivå.

I den kring Ströms Vattudal, t. ex. i Ögelhättan-Rönnhögen och Strömsberget, framstrykande branten ligger på nu anfört sätt urberget längs hela sin östfront tydligt frampressat över den petrografiskt ganska komplexa sedimentserie, som här tydligen utgör de antiklinalt uppveckade basaldelarna av Holmsjöfacies (fig. 9 B.) Dessa, som här i öster och sydost tydligt stupa in under graniten, kunna t. ex. i Strömberget med gradvis stigande höjdläge följas runt berget upp på ryggsidan, där de med utåt fallande stupning normalt överlagra samma granit. Anmärkningsvärt är för övrigt, att såväl basalkonglomerat — ofta med stora, väl rundade granitbollar — som också underliggande fossila vittringszon är fullt bevarat även i granitskollans liggande (fig. 9 B). Några stora belopp kunna f. n. ej direkt utläsas ur dessa urbergets överskjutningar. Storleksordningen blir emellertid en annan, om hänsyn samtidigt tages till fortsättningen norrut av samma tektoniska zon, såsom denna i mindre denuderat tillstånd framträder i sparagmitfältets östrand uppåt Norrsjö och Malgomaj (se sid. 661).

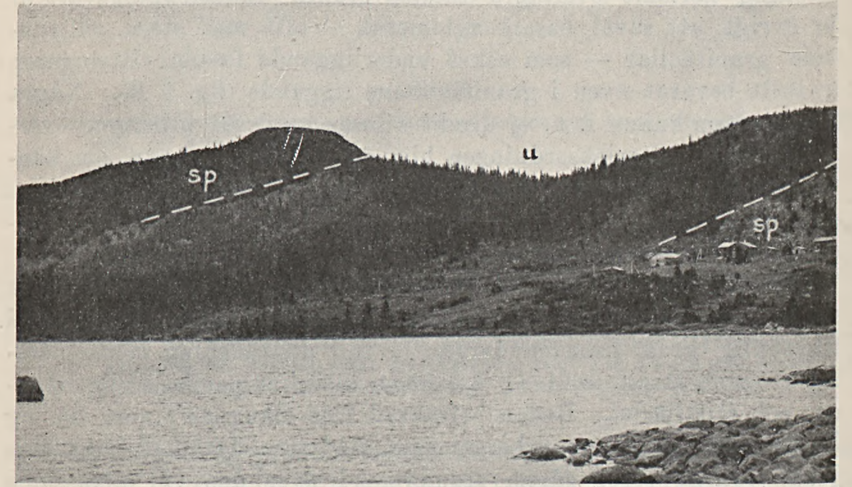
Denna östra frontala överveckniugs- och överskjutningstektonik synes vara ett normalt drag för urbergsantiklinalen, där denna i tillräcklig grad framdenuderats. I full utsträckning möter nämligen denna struktur åter i det höga antiklinalpartiet kring Bångnäs och Gitsfjället. Redan betraktad från Bångnäs i norr ter sig Mammackas mäktiga urbergsmassa med sina flackt västliga men brant östliga sidor såsom frampressad över den vid östra foten anstående, flackt in under fjället fallande sparagmitformationen. På nyss från Strömberget angivet sätt visar sig i sydväst samma formation med en tydlig primär vittrings- och sedimentationskontakt pålagra urbergsblockets ryggparti.[1] Samma tektonik, karakteriserad av normal lagerföljd i väster men inverterad i öster, återkommer ehuru i mindre skala i dalsidan N om Bångnäsgårdarna (fig. 10). Liksom annorstädes är urbergsplattan i denna trakt starkt mylonitiserad ned emot det c:a 40° NV stupande basala överskjutningsplanet.

I analogi med det centrala Jämtland kan det förefalla rätt antagligt, att den subsparagmitiska avlagringsytans primärt brutna topografi mången gång diponerat för uppkomsten av denna urbergets övervecknings- och överskjutningstektonik.

---

[1] På grund av de senare differentialrörelserna längs gränsytan mellan de båda formationerna kunna dock dessa primära sedimentationskontakter mångenstädes te sig rätt orediga.

Urbergsantiklinalens förskiffrings- och dislokationszoner stupa så gott som utan undantag mot väster och nordväst, brantare i öster men mot väster småningom allt flackare. Slutsatsen synes alltså bli, att antiklinalen är ensidigt tryckpåverkad och förskiffrad, samt att motsvarande massförskjutningar i huvudsak varit riktade mot öster och sydost. Erfarenheten har även visat, att i antiklinalens samtliga delar dessa förskiffrings- och förskjutningszoner ej sällan åtföljas av konformt injicerade, vanligen starkt metamorfa grönstensgångar. Undantagsvis äga de ännu relikta ofitiska strukturer och kunna då t. o. m. genom apofyser visa sig



Förf. foto. 1918.

Fig. 10. Överskjutningstektonik längs antiklinalens ostrand strax ovan Bångnäs. Urberget (*u*) överlagrar abnormt sparagmitformationen (*sp*) i SO (till höger), men underlagrar den normalt i NV (till vänster).

tydligt överskärande och innesluta brottstycken av den betydligt mer kaledoniskt pressade sidostenen. De äro på dessa grunder tydligen att uppfatta som kaledoniska intrusioner, markerande periferiskt belägna eruptionskanaler för de nedan omtalade grönstens- och amfibolitinjektionerna i ovanliggande sparagmit- och seveskifferkomplex.

Att de kaledoniska rubbningarna och deformationerna i stort sett taga sig samma uttryck i sparagmitformationen och förläna densamma en utpräglad Schuppenstruktur är förut framhållet (sid. 638). Mot öster ligga även här förskiffrings- och förskjutningszonerna i allmänhet mer spridda och äga också brantare stupning. De större av dem uppträda vanligen i bergens bas såsom ett uttryck för

Schuppentektoniken (fig. 4 A). Mot väster inträder småningom starkare tryckintensitet jämte flackare fall och i allmänhet en gradvis övergång till seveskifferterrängens struktur och Ramantopografi. Det kan därför mången gång i starkare metamorfa, flackt liggande zoner, såsom t. ex. i Kalvberget, vara förenat med stora svårigheter att avgöra, om gränsen till seveskifferzonen överskridits eller ej. Föga tryckpåverkade bankkomplex förekomma likväl emellanåt ännu långt västerut, liksom också osedvanligt starka störnings- och förskiffringszoner kunna uppträda i öster, huvudsakligen likväl då bundna till inversionszonen längs östranden, där NO om Risbäck och i all synnerhet på ömse sidor Malgomaj en hård, flintlik grågrön och bandad sparagmitmylonit befunnits överlagra Holmsjöfacies.[1]

Om relationen mellan sparagmitformationen och seveskiffrarna.

Ehuru denna uppsats är avsedd att begränsas till sparagmitzonen, av TÖRNEBOHM förd till sevegruppens klastiska facies, återstår likväl att i korthet diskutera dess förhållande till den omedelbart i väster vidtagande kristallina sevegruppen eller seveskiffrarna, detta främst ur synpunkten, att en fullständig överblick av de till urbergsantiklinalen anslutna sparagmitiska avlagringarna i annat fall ej kan erhållas.

Liksom annorstädes längs fjällkedjans östra sida markeras gränsen mellan seveskiffrarna och den underliggande klastiska zonen i öster i allmänhet av begynnande grönstensintrusioner och dithörande metamorfa derivat.[2] Denna gräns brukar vara ytterligare framhävd av exceptionellt starka tektoniska störningar av kataklastisk natur och senkaledonisk ålder, alltså tydligt yngre än seveskiffrarnas kristallina metamorfos. Än kan denna kataklastiska dislokationszon vara fullt distinkt och väl begränsad, såsom t. ex. vid nedre ändan av Sjougdsjön, andra gånger åter ha dessa senkaledoniska rörelser uppdelats i en otalig massa smärre glidplan inom en mäktigare horisont, i vilket fall en bestämd formationsgräns kan vara svår att uppdraga.

Här inställer sig spörsmålet om härkomsten och den primära naturen av dessa närmast västerut vidtagande sedimentära seveskiffrar. Såsom jag redan förut i korthet framhållit (**4**, sid. 173), och såsom angivits på här bifogade karta, råder intet tvivel om att de i stor utsträckning äro sparagmitderivat, vanligen av lerrika eller gråvackeartade typer, men även, ehuru mer sällan, av saliska,

[1] Angående Holmsjöfacies sammansättning härstädes se anm. sid. 631.
[2] Angående några undantag härifrån, se sid. 655 o. f.

motsvarande alltså de mörka, respektive de röda sparagmiterna strax i öster. De från de centralskandinaviska sparagmitterrängerna vunna erfarenheterna om sparagmiternas resistens mot fullständig metamorfisk omvandling samt om de kristallina sparagmitderivatens säregna och konstanta fältkaraktärer ifråga om bankningsoch bandningsstrukturer, färg, vittrings- och avsöndringsegenskaper o. s. v. ha här bekräftats. De habituella skillnaderna mellan sådana kristallina sparagmitderivat och mer rena fyllitderivat äro i regeln — åtminstone beträffande de i fjällkedjan allmännast representerade metamorfiska stadierna — så framträdande, att de knappast böra kunna förbises. Längs denna östra seveskifferzon förekomma likvisst även mer vacklande typer, liksom sådana också kunna uppträda som övergångsled mellan äkta lersediment och mörka sparagmiter i motsvarande klastiska sedimentserie.

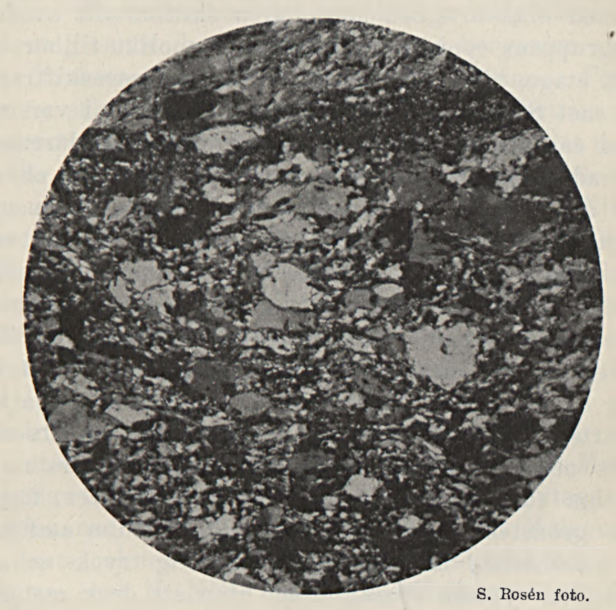
I de av mig personligen besökta amfibolitgenomsatta seveskifferterrängerna i öster ha dessa fältiakttagelser över sparagmitderivatens närvaro kontrollerats och bekräftats genom mikroskopisk granskning. Medan metamorfosen i den klastiska sparagmitzonen med några nedan närmare berörda undantag ej når över klorit-sericitnybildning och kataklasstadiet, karakteriseras sparagmitskiffrarna eller sparagmitgnejserna V om deras formationsgräns av nybildad biotit, epidotmineral samt ej sällan av granat. I båda fallen är emellertid mikroklin den rådande fältspaten. Reliktklastiska mikrostrukturer äro vanliga (fig. 11), mången gång överraskande tydliga ända upp i granatstadiet.

Ej sällan, såsom i strandhällarna vid och Ö om Saxnäs vid Kultsjön, kring Näsjön o. s. v., kan såväl i fält som i slipprov en petrografisk kontinuität beträffande såväl primärsammansättning som metamorfos steg för steg följas mellan den lindrigt metamorfa klastiska seven i öster och angränsande delar av den kristallina. Från sericit-kloritstadiet går därvid mineralnybildningen över epidot till biotit och slutligen granat. Blott i närheten av de basiska intrusionerna har jag därjämte iakttagit amfibol och pyroxen.

De nu diskuterade förhållandena avse derivat härrörande ur mörka, primärt lerförande sparagmiter. Såsom mestadels derivat ur sannolikt röda, saliska sådana betraktar jag däremot vissa sura, kvarts-fältspatrika, ljusare sparagmitgnejser och sparagmitskiffrar, som i vissa trakter iakttagits. Reliktstrukturer äro hos dessa i allmänhet mindre tydliga. Kvartsitiska, stundom blåkvartsartade bankar ha också observerats i denna metamorfa serie.

Att emellertid de ur sparagmiter deriverande seveskiffrarna ej få betraktas som en endast till den östra randzonen strängt be-

gränsad facies synes framgå av en samling slipprov från västligare trakter, som prof. QUENSEL helt nyligen beredvilligt ställt till mitt förfogande, och bland vilka ett ej ringa antal utgöres av typiska sparagmitderivat. Samma slutsats måste också dragas av åtskilliga vid samma tillfälle demonstrerade stuffer, vilka enligt prof. QUENSELS då lämnade meddelande redan vid fältarbetena utskilts såsom en särskild grupp, vars geologiska ställning likväl ännu ej närmare diskuterats.



S. Rosén foto.

Fig. 11. Biotit-epidotförande sparagmitgnejs tillhörande seveskiffrarna vid Saxnäs, Kultsjön. — Först c:a 25 ggr. + Nic.

Av de till mig lämnade lokalupplysningarna om dessa stuffer och slipprov, jämförda med mina egna iakttagelser något längre i öster, synes framgå, att dessa sparagmitderivat avtaga i frekvens mot väster. I stort sett ansluta de sig geografiskt väl till den angränsande klastiska sevekomplexen och omgärda tillsammans med denna den centrala urbergsantiklinalen. Med hänsyn till seve- och köliskiffrarnas ursprungliga sammansättning synes alltså framgå, att de med tilltagande avstånd från den centrala antiklinalen antaga mer normalsilurisk och finklastisk karaktär, som blir fullt utpräglad hos köliskiffrarna i väster.

Från den ovan angivna regeln om sambandet mellan metamorfosgrad och grönstensintrusioner, liksom beträffande den ovan an-

givna fördelningen mellan klastisk och kristallinisk seve förekomma verkliga eller skenbara undantag, av vilka några torde kunna påräkna intresse.

Vid Lövberg vid St. Dabbsjöns norra sida skjuter en liten tunga av typiska, amfibolitgenomvävda seveskiffrar ett litet stycke åt sydost in över den underliggande klastiska sevekomplexen. I de branta 611- och 655 m-bergen strax i nordväst är detta underlag framdenuderat. Finkornig, rödlätt och vit sparagmitisk kvartsit växellagrande med blåkvarts och mörk, grov skiffer, allt av den klastiska sevegruppens typiska habitus och sannolikt tillhörande dess undre röda etage, bilda här omedelbart under seveskiffrarnas bas ett brant mot SSO något överstjälpt större veck, i vars centrum är injicerad en rätt mäktig ehuru föga pressad men däremot starkt dekomponerad diabasporfyrit, mot sidostenen finkornig eller nästan tät. Dess ålder är otvivelaktigt kaledonisk, ty samma porfyrit men i detta fall starkt kristallisationsskiffrig, genomväver traktens seveskiffrar. Tektoniskt betecknar nämnda veck säkerligen en antiklinalt byggd dislokations- och intrusionszon, som här liksom mångenstädes annars sammanhänger med seveskifferbildningen (5), ehuru temperatur och stress uppenbarligen ej varit tillräckliga för ombildning av de ytterst motståndskraftiga och mäktiga kvartsitiska bergartsbankarna. — På ett annat ställe, vid älven SO om Sjougdsjöns nedre ända, och alltså blott några hundra m. utanför den egentliga amfibolitgenomvävda seveskifferfronten, förekommer en mindre grönstensintrusion, i detta fall en tunn amfibolitbank, längs en kaledonisk, mer än vanligt kraftig tryck- och förskiffringszon i den typiska sparagmiten, utan att dock metamorfosen förmått fortskrida till egentlig seveskifferbildning.

Kring övre ändan av Malgomaj är kataklas och tryckförskiffring mer än vanligt framträdande. Förutom vanliga bergartstyper ingå här i kvartsit-sparagmitkomplexen finkorniga sparagmiter, starkt grönfärgade, huvudsakligen av klorit. På ön utanför top. kartans Stalonäs anstå vackert primärskiktade, mer än vanligt finkorniga, lerrika sparagmitderivat, delvis sannolikt fyllitderivat, som längs lager- och förskiffringsplan genomdragas av bankar och band av en till biotit-epidotskiffer omvandlad grönsten. Snett överskärande gångar av denna förekomma, ehuru sällsynt. I det hela är likheten med de för seveskiffrarna karakteristiska uppfläkningsfenomenen och bandningen slående.

Under det att metamorfosen i sparagmitfältet annorstädes kännetecknas av klorit-sericitnybildning, kommer den vid Malgomajs

övre ända upp i epidotstadiet. På själva ön kring där förekommande grönstensintrusioner stegras den ytterligare under bildning av kristalliniska biotit-epidotförande skiffrar, med lokalt likväl ännu bibehållna reliktklastiska mikrostrukturer. Emot själva grönstenskontakterna tillkommer därjämte ej sällan något kloritiserad amfibol.

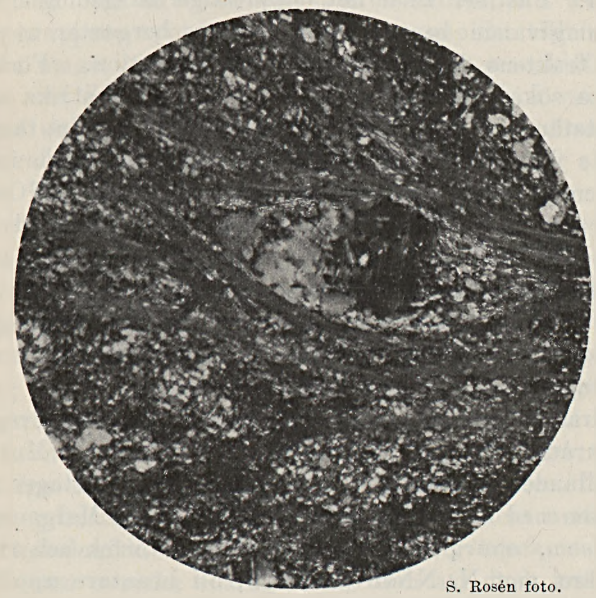
Undersökningen av samtliga hällar på ön liksom i omgivningen har givit till resultat, att här ej kan bli tal om någon eventuell erosionsrest av ett fordom från väster hit framskjutande täcke av seveskiffrar. Fastmer visar det oupplösliga fältgeologiska förbandet med omgivande bergartsserie, att öns bergarter utgöra blott ett led i traktens klastiska sparagmitformation. Förklaringen torde kunna sökas i att på grund av de mer finklastiska och därför mindre motståndskraftiga sedimentens närvaro har det tangentiella trycket här kunnat utlösa en lokal dislokations- och intrusionszon, som med branta stupningar stryker ungefär i NO—SV och bildar en mot SO överstjälpt antiklinal med de för dylika ofta växlande och oregelbundna stupningarna (5). Regional- och injektionsmetamorfosen har här alltså varit tillräcklig för att inom ett mindre område överföra sedimenten till kristallinisk sevefacies, i vilken också en tydlig tendens till den nedan beskrivna ådergnejsbildningen lokalt kan påvisas.

Det andra, i detta sammanhang anmärkningsvärda regionalmetamorfa området är trakten kring St. Stalonberget.[1] Mot det vanliga förhållandet annorstädes i sparagmitfältet avtager regionalmetamorfosen ned emot bergets bas, alltså nedåt Malgomaj. Stupningarna, som, ehuru något växlande till storlek och riktning, i huvudsak äro mot N, NNO och NNV, bli brantare uppåt bergets högre delar och angiva en frampressning och massförskjutning mot söder.

Ehuru något direkt hinder för närvarande ej synes möta att även i detta fall antaga en antiklinalt byggd dislokationszon, äro iakttagelserna ännu alltför ofullständiga för att medgiva en säker uppfattning om områdets tektonik. Klart är i varje fall, att här föreligger en kraftig dislokationszon, ehuru, så vitt hittills är känt, ej åtföljd av varken sura eller basiska intrusioner. Däremot inträder mot komplexets övre del en gradvis stegrad ådergnejsbildning, varvid framkomma småveckat krusiga, sliriga och vresiga ögongnejser och åderbergarter, till allmän habitus och bildningssätt fullt analoga med motsvarande bergarter inom de södra fjälltrakterna (5, sid. 70).

[1] Såsom kartan utvisar, har rekognosceringen ännu blott helt periferiskt berört detta område, vilket till sin utsträckning är alldeles okänt.

Den regionalmetamorfa bergarten har med all tydlighet primärt varit en lerig, finkornig, mörk sparagmit, såväl i fält som i slipprof ännu lätt igenkänlig, ofta med alltjämt bibehållna primärstrukturer. Först sedan klorit-epidotstadiet överskridits något ovanför bergets bas, och biotitbildning, alltjämt tillsammans med epidotmineral, börjat inträda, infinna sig — enligt vad den mikroskopiska granskningen ådagalagt — linsartade ögon och ådror av röda- vita kvarts- fältspataggregat längs förskiffringsplanen.



S. Rosén foto.

Fig. 12. Mörk, finkornig sparagmitskiffer med ögonformade kvarts-fältspatsekretioner svanslikt utdragna åt sidorna om en centralt liggande mikroklinindivid. — Foten av St. Stalonberget. Först. c:a 30 ggr. + Nic.

Dessa sekretioner bestå i sitt första stadium uteslutande av kvarts,[1] bildande granulerade aggregat av sinuöst begränsade, kataklastiska korn, som gärna omgiva en större enhetlig eller blott delvis krossad kvartsindivid, men låta sig knappt skarpt avgränsas från den omgivande bergartsmassan. Först något senare bli sekretionerna även mikroklinförande, ej sällan linsformigt omgivande en central större mikroklinindivid, och framkalla då typisk ögonstruktur (fig. 12). Mikroklinhalten kan uppgå till väl hälften, däremot är plagioklas ännu ej med säkerhet påvisad i sekretionerna, ehuru sådan ofta i rätt avsevärd mängd ingår såsom primär

[1] Ibland kunna dessa rena kvartsaggregat vara svagt rödfärgade och kunna då i fält förväxlas med mikroklinförande sådana.

beståndsdel i moderbergarten. Liksom omgivande bergartsmassa kännetecknas sekretionerna av kombinerad kataklas- och kristallisationsskiffrighet.

Sekretionerna beteckna tydligtvis tryckzoner, som högre upp i bergsidorna med tilltagande regionalmetamorfos småningom övergå från lins- eller ögonhabitus till långsträckta, stundom förgrenade sliror och band. Att dessa sura aggregat äro att uppfatta som verkliga sekretionära utsöndringar av metamorf natur, framgår av den jämsides skeende anrikningen av mörka mineral, mestadels biotit, invid kvarts-fältspataggregatens rand. Denna regionalmetamorfa separeringsprocess i basiska och sura sliror fortskrider, tills en verklig ådergnejs uppkommit, som likväl ibland alltjämt bibehåller vissa reliktklastiska drag.

Kvarts-fältspatsekretionerna tillhöra alltså den kaledoniska metamorfosens biotitgnejsstadium, äro tydligt granulerade och följa förskiffringsplanen som subparallella körtlar och band. De i det södra sparagmitområdet med sådana sekretioner nära förbundna överskärande granit- aplit- pegmatitgångarna (5 sid. 70) har jag däremot ej återfunnit i Stalonberget. I dessa, som alltså mer likna intrusioner, är granulering och tryckpåverkan mindre märkbar, varförutom de ock genom hela sitt uppträdande angiva sig såsom något yngre än de ovan berörda förskiffringssekretionerna.

Den här förelagda kartbilden (pl. LXIX) flyttar den hittillsvarande översiktskartans (17, 19) östra gräns för det egentliga seveskifferområdet ett gott stycke västerut. Vad som där av Törnebohm uppfattades såsom överskjutet urberg, markerande den östra glintranden, synes huvudsakligen varit ådergnejserna och andra starkt metarmorfa sparagmitiska bergarter kring Malgomajs övre ända, möjligen också det lilla framdenuderade prekambriska antiklinalpartiet vid Risbäck samt vissa mer än vanligt starkt förskiffrade sparagmitzoner norr och väster därom.

I en föregående avhandling (5, sid. 172) har jag framhävt sakförhållanden, som enligt min mening angiva, att någon principiell tektonisk skillnad knappast existerar mellan det centraljämtska åreskifferområdet och de angränsande delarna av silurterrängen. Den tektoniska och därmed också den metamorfa skillnaden är snarast blott en gradskillnad.

Samma betraktelsesätt synes enligt ovan lämnade framställning också tillämpligt på det nordjämtska-sydlappska området. Såväl

inom urbergsantiklinalen och den klastiska seveterrängen, som väl också inom det kristallina severskifferområdet domineras den tektoniska strukturen av dislokationszoner, överveckningar och överskjutningar. När dessa störningar längre i väster nått tillräcklig intensitet, övergå dislokationszonerna samtidigt till intrusionszoner med åtföljande starkare metamorfisk ombildning av sedimentbergarterna till seveskiffrar. Att på denna grund, såsom också de ovan anförda exemplen giva vid handen, den klastiska och kristallina seven ej alltid kunna inrangeras i mot varandra skarpt avgränsade utbredningsområden blir a priori sannolikt.

En egendomlighet är, att medan de centraljämtska åreskiffrarnas front abrupt reser sig över de nedanför liggande klastiska, mjuka silurbergarterna, är förhållandet omvänt i här behandlade område. Bergartskomplexen på ömse sidor gränslinjen äro visserligen till sitt ursprung även här ekvivalenta, men hårdheten hos den mindre metamorfa facies är i detta fall i stort sett större, vartill också komma mer framträdande avsöndringsformer (se sid. 633). Seveskiffrarnas utgående gör sig av dessa skäl ej skarpt topografiskt märkbart utan intager ett relativt flackland i förhållande till den brutna kvartsit-sparagmitterrängen något längre i öster.

Severskiffrarnas pålagring direkt på urbergsantiklinalen i sydväst mellan Sjougdsjön och södra kartgränsen är med ovan anförda betraktelsesätt att förklara i likhet med de analoga tektoniska förhållandena t. ex. längs Mullfjällsantiklinalens västra sida S om Dufed. De tektoniska störningarna med åtföljande intrusioner ha med tillräcklig intensitet gripit ända ned i sedimentkomplexens bas och i sin helhet överfört den till seveskiffrar. Min personliga kännedom om dessa seveskiffrar i sydväst är emellertid alltför fragmentarisk för att därpå bygga någon allmän uppfattning om deras ursprung och primära karaktär.

Huruvida det framgår en antiklinalt byggd dislokations- och intrusionszon längs den övriga delen av seveskiffrarnas östra rand, i likhet med centraljämtska förhållanden (5), är ej utrett. Stratigrafiskt identifierbara nivåer måste här på grund av sparagmitfältets primärt monotona sammansättning över huvud vara svåra att påvisa. Derivat av sannolikt röda sparagmiter, och i så fall tillhörande basaletagen, ha likväl påvisats på några ställen, däremot till dato ej några uppveckade urbergsplattor. Om sådana eventuellt saknas vore emellertid på intet vis överraskande, med hänsyn till att de av naturliga skäl mestadels träda i dagen blott i omedelbar närhet av det autochtona urbergsunderlaget (5, sid. 160) eller m. a. o. inom områden, där denudationen varit mer djupgående än i här vidkom-

mande trakter. Schuppenstrukturen i de redan blottlagda delarna av urbergsantiklinalen vittnar dock om, att dylika inveckningar ägt rum, om också ej av större horisontella mått, liksom den också angiver, var rötterna till sådana inskjutna urbergsskollor äro att finna (5, sid. 161). Att å andra sidan söka förklara vissa av de antiklinalt uppveckade och något österut frampressade urbergspartierna, t. ex. området kring Gitsfjället och Bångnäs, som kaledoniska intrusioner visar sig efter en undersökning i fältet snart omöjligt.

Det är vidare tydligt, att de kaledoniska rörelserna betyda en massförskjutning österut av de i seveskiffrarnas östra randzon liggande sparagmitderivaten. De sparagmitiska bergartstyperna ha alltså primärt sträckt sig längre västerut från urbergsantiklinalen, än vad som framgår av deras nuvarande utbredning. Deras påtagliga frändskap och nära samband med den klastiska seven närmast i öster liksom ock det genetiska sambandet med urbergsantiklinalen synes dock utesluta, att dessa kaledoniska förskjutningar kunnat vara av förut antagna gigantiska proportioner.

Inom den klastiska seven, och särskilt längs den östra överskjutningsranden mot Holmsjöfacies, synas vissa minimivärden på massförskjutningarnas storlek kunna beräknas. Öster om Sjougdnäs erhålles c:a 3—4 km., och avsevärt mer kan det här knappast varit. Förhållandena kring Malgomajs övre ända äro tyvärr i detta avseende mindre klara. Att den på dalbottnens Holmsjöfacies mellan Vuollellite och Malgomaj vilande kvartsit- sparagmitskollan ej utan vidare får antagas sträcka sig som ett enhetligt komplex åt sydost nedåt Malgomaj ända fram till västra gränsen för Holmsjöfacies därstädes (vid Löfnäs), synes mig tydligt. De säregna tektoniska och petrografiska förhållandena kring Malgomajs övre ända (sid. 656 o. f.) torde snarare tyda på närvaron av åtminstone ytterligare en rotlinje inom den här framstrykande östligaste deformationsgraven i urberget.

Litteraturförteckning.

1 a. BACKLUND, H., Omvandlingstyper bland köligruppens bergarter och deras betydelse för tydandet av fjälltektoniken. — G. F. F. Bd 40. (1918).

1 b. —— Om kemiska förändringar vid metamorfos. — G. F. F. Bd 41. (1919).

2. FRÖDIN, G., Some remarks on the sparagmites in Jämtland and on the highland-problem. Referat av föredrag. — Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XIV., sid. 263. (1917).
3. —— Om de s. k. prekambriska kvartsit-sparagmitformationerna i Sveriges sydliga fjälltrakter. — S. G. U. Ser. C. N:o 299. (1920).
4. —— Om fjällproblemets nuvarande läge i Sverige. — G. F. F. Bd 43. (1921).
5. —— Über die Geologie der zentralschwedischen Hochgebirge. — Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XVIII. (1922).
6. GAVELIN, A., Om den geologiska byggnaden inom Ruoutevare-området. Referat av föredrag. — G. F. F. Bd 37. (1915).
7. GOLDSCHMIDT. V. M., Konglomeraterne inden høifjeldskvartsen. — N. G. U. N:o 77. (1915).
8. HOLST, N. O., Om en mäktig kvartsit, yngre än Olenus-skiffern. G. F. F. Bd 11. (1889).
9. HOLTEDAHL, O., Bidrag til Finmarkens geologi. — N. G. U. N:o 84. (1918).
10. HÖGBOM, A. G., Om sparagmiterna vester om Ströms Vattudal. — G. F. F. Bd 20. (1898).
11. ——, Geologisk beskrivning över Jämtlands län. — S. G. U. Ser. C. N:o 140. 2:dra uppl. (1920).
12. JONSSON, P. A. och GUMÆLIUS, F. H:L, Några geologiska notiser från en vandring i trakten vester om Ströms Vattudal i Jemtland. — G. F. F. Bd 20. (1898).
13. LIDÈN, R., Kalkstensförekomster utefter inlandsbanan mellan Ströms Vattudal och Pite älf. — S. G. U. Ser. C. N:o 235. (1911).
14. LUNDBOHM, H., Berggrunden inom Vesternorrlands län. — S. G. U. Ser. C. N:o 177. (1899).
15. QUENSEL, P., Nya data till kännedomen om seve- och kölibergarternas kemiska karaktär. — G. F. F. Bd 41. (1919).
16. ROSÈN, S., Über einige neue Problematica in einem fossilführenden Kalkstein aus dem nordschwedischen Hochgebirge. — Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XVI. (1919).
17. SVERIGES GEOL. UNDERSÖKNING: Geologisk översiktskarta öfver Sveriges berggrund. — Ser. Ba. N:o 6. (1910).
18. TÖRNEBOHM, A. E., Om bergbyggnaden inom de sydligare svenska lappmarkerna. — G. F. F. Bd 4 (1879).
19. ——, Kurze Übersicht über die präquartäre Geologie Schwedens. — Guides des excursions en Suède. XI Congrès géologique international 1910.
20. WIMAN, C., Dagböcker och rekognosceringskartor i Jämtland, Ångermanland och Vesterbottens lappmark 1898—1899.
21. ——, Ett Psilophyton-liknande fossil från Lappland. Ref. av föredrag. — G. F. F. Bd 40 (1918).
22. ——, Om fossilfynd i sparagmitformationen. — S. G. U. Ser. C. N:o 295. (1919).

Notiser.

Block av sevebergarter vid Kiruna.

Av

PER GEIJER.

I O. SJÖGRENS skildring av Kirunatraktens glacialgeologi[1] omnämnes på tal om fjärrblocken »ett och annat skifferblock, som torde tillhöra fjällkedjans bergarter». Vid rekognosceringar i denna trakt under åren 1905—1910 fick jag emellertid det intrycket, att ifrågavarande grupp av fjärrblock kvantitativt spelar en vida större roll, än det citerade uttrycket angiver, varav också synes följa, att hänsyn måste tagas till densamma vid diskussionen om isavsmältningens förlopp i trakten V om Kiruna. Då numera, genom QUENSELS arbeten vid Kebnekaise[2] och ALVAR HÖGBOMS i Kaitumdalen,[3] utbredningen av de viktigare bergartsgrupperna i fjällkedjan V och SV om Kiruna blivit närmare preciserad, kan de ifrågavarande blockens klyftområde fastställas inom vissa gränser. Jag har därför vid några under de senaste somrarna för andra ändamål företagna kortare besök i Kiruna även begagnat tillfället att komplettera mina tidigare iakttagelser över vissa särdeles karakteristiska typer av fjärrblock därstädes.

Till undvikande av varje misstag i bergarternas identifiering har endast en lätt igenkännlig grupp studerats, nämligen glimmerskiffriga och gnejsiga bergarter med fältspatögon. Huvudmassan av dessa block tillhör de såsom sedimentderivat tolkade porfyroblastskiffrarna i seven: bergarter med en finkornig, gråbrun till violettbrun grundmassa med små granater samt förande mer eller mindre talrika, rundade, 1—3 cm stora, vita till nästan glasklara porfyroblaster av fältspat. Detta är en enligt QUENSEL inom Kebnekaisetraktens seve mycket vanlig typ. I övrigt utgöres denna blockgrupp av ögongnejser, stundom granatförande, vilka likna den nyss anförda typen bl. a. däruti, att deras fältspatögon äro påfallande klara och föra inströdda små biotitfjäll, men skilja sig genom sin grövre och fältspatrikare grundmassa. Denna typ synes icke vara representerad i Kebnekaisetrakten, men är känd från andra seveområden (Borkafjällets eruptiva ögongnejs i Marsfjällskomplexen, enligt benäget meddelande av prof. QUENSEL). Dess intima samhörighet med seven är otvivelaktig.

Ett uttryck för de ifrågavarande blockens frekvens i Kirunatrakten erhålles av följande data. I ett antal moränskärningar, fördelade inom ett c:a 350 × 200 m stort område på kullen Jägmästaren i södra änden av

[1] Bidrag till Kirunaområdets glacialgeologi (i serien »Vetenskapl. o. prakt. undersökningar i Lappland, anordnade av Luossavaara-Kiirunavaara A. B.» Stockholm 1910).

[2] De kristallina sevebergarternas geologiska och petrografiska ställning inom Kebnekaiseområdet (G. F. F. **41**: 19).

[3] En profil genom fjällen vid Kaitumälven (G. F. F. **43**: 632).

Kiirunavaara, räknades omkring 60 hithörande block om över 5 *cm* största diameter (intill 70 *cm*). En mera grundlig granskning skulle säkert resultera i en avsevärt högre siffra. Tiden medgav icke någon mera omfattande stenräkning, men det är tydligt, att dessa block utgöra åtminstone omkring 1 procent av nyssnämnda grövre materiel, sannolikt t. o. m. mera. Av det anförda antalet block tillhöra närmare två tredjedelar den typ, som tydes såsom ett säkert sedimentderivat, medan övriga äro dels ögongnejser av sannolikt eruptivt ursprung och dels mellanformer, vilka icke på de enbart petrografiska grunder, som stå till buds vid blockstudier, kunna uppdelas på de båda huvudtyperna.

Seveblocken träffas stundom i moränens yta, men också på större djup. Tillsammans med dem finnas andra blocktyper, som sannolikt även de härstamma från fjällkedjan. Av redan anförda skäl har dock icke någon räkning av dessa försökts.

Frågan blir nu, från vilket skede av nedisningen denna betydande transport av fjällbergartsblock härstammar. Alla torde vara ense därom, att nedisningen tagit sin början i högfjällen, och att isdelaren sedan förskjutits österut, ut på det flackare urbergsområdet. Det synes också vara klart, att den senare, under avsmältningsskedet, åter förflyttat sig västerut. För trakten mellan Stor-Luledalen och Kvickjokk hava HAMBERG[1] och GAVELIN[2] uppvisat, att isdelaren till sist åter flyttats in i högfjällen. J. FRÖDIN[3] har dock kunnat konstatera, att den sista isresten i själva Stor-Luledalen haft ett relativt östligt läge (vid Jaurekaska), och att den existerat samtidigt med ett av de av HAMBERG funna isströmscentra i de på dalens södra sida belägna Sarekfjällen.

Beträffande området mellan Stor-Luledalen och Torne Träsk har man tidigare varit benägen att antaga, det den sista isdelaren haft ett östligt läge, inom urbergsområdet. Sålunda antager SJÖGREN,[4] att den legat strax V om Kiruna. TANNER[5] räknar med en tudelning av isen, motsvarande förhållandena längre söderut; den ostligare ismassans sista isdelare anser han ha gått fram över Kalixdalen vid Laukkujärvi. ENQUIST däremot gör gällande,[6] att avsmältningsförloppet N om Stor-Luledalen varit ett annat, i det att någon östlig ismassa aldrig skulle avskilts: i stället skall isdelaren från sitt östliga läge småningom åter förskjutits in i högfjällen. Såsom stöd för denna åsikt anför ENQUIST bl. a., att räfflor från Ö saknas inom landet Ö om högfjällen, och likaså spår av isdämda sjöar saknas i de mindre dalarna mellan Torne Träsks och Stor-Lules stora dalfören.

Det gäller nu att undersöka, huruvida de anförda blockförekomsterna vid Kiruna kunna härstamma från det tidigare skede av nedisningen, då isdelaren ännu låg kvar inom fjällregionen. Om så ej är fallet, utgöra de ett bestämt bevis för isdelarens återvandring till detta läge under avsmältningsskedet.

---

[1] Om inlandsisens afsmältning i fjälltrakten mellan Stora och Lilla Lule älf (G. F. F. **31**: 414).

[2] G. F. F. **31**: 418.

[3] St. Lule älvs källområde (S.G.U., ser. C, n:o 257).

[4] Anf. arbete, samt Ymer, 1908, s. 25.

[5] Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. (Bull. comm. géol. Finl., n:o 38. Helsingfors 1915).

[6] Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. (S.G.U., ser. C, n:o 285. Stockholm 1918).

Sannolikhetsskäl tala mycket bestämt emot att tolka blocken ifråga såsom relikter från ett tidigt nedisningsskede. Visserligen har TANNER[1] påvisat både räfflor och blocktransporter från denna tid, och förf.[2] har från trakten SO om Kiruna kunnat lämna exempel på block, som synas hava legat praktiskt taget fullständigt orubbade, alltsedan de under samma skede avlastades av den i sydostlig riktning framskridande isen. Det rör sig dock endast om relativt enstaka fall, och ej om någon transport som kvantitativt kan jämföras med den, varom seveblocken vid Kiruna vittna. Dessa blocks frekvens motsvarar i själva verket alldeles vad man av erfarenheter om blockspridning har anledning att förvänta, därest moräntäcket i dess helhet, eller åtminstone dess övre delar, vore avlagrat av en landis, som 5 à 8 mil därifrån — detta är det avstånd man har att räkna med — överskridit sevebältet. Icke heller synes de ifrågavarande sevebergarternas utbredning i fjällkedjan och blockens frekvens — allmänna vid Kiruna, men alldeles frånvarande i Gällivaretrakten — kunna bringas i överensstämmelse med den isrörelse mot sydost, som utmärkt det äldsta skedet av nedisningen.

Man kommer sålunda till den slutsatsen, att blocktransporten ifråga härrör från den tid, då isdelaren från ett läge på urbergsområdet åter flyttat sig in på eller V om sevezonen. Med hänsyn därtill, att den allmänna räffelriktningen i trakten är från SV, torde det snarast vara i fjällen omkring Kaitumdalens översta del, som man har att söka klyftorten för dessa seveblock. Enligt A. HÖGBOM går sevezonen där över Livamtjåkko. I Kebnekaisefjällen är enligt QUENSEL sevens östgräns i Kebnetjåkko. Något V om dessa fjäll måste sålunda isdelaren ha legat, då isen ännu sträckte sig till Kiirunavaara. Givetvis bör man, med hänsyn till den tid, som åtgått för blocktransporten, räkna med att isranden, när detta isdelareläge först intogs, befann sig ytterligare ett stycke österut från nämnda punkt.

Tyvärr har jag icke haft tillfälle att studera seveblockens utbredning vidare mot Ö, utom såtillvida, att jag konstaterat deras förekomst i Kurravaarastigen mellan Luossavaara och Syväjärvi. En sådan undersökning kan givetvis komma att resultera i ett ännu högre minimimått för isens utbredning åt detta väderstreck vid ifrågavarande isdelareläge. Vidare har jag träffat ett par sådana block i det annars huvudsakligen av lokalt material (urbergssyenit) bestående delta, som en från Nakerijärvihållet kommande smältvattenälv avsatt i det isdämda Torne Träsk (vid Torneträsks station).

Såsom sammanfattning kan anföras, att d e n r i k l i g a f ö r e k o m s t e n a v b l o c k a v f j ä l l b e r g a r t e r v i d K i r u n a v i s a r, d e t i s d e l a r e n r e d a n h u n n i t f ö r f l y t t a s v ä s t e r u t ä n d a i n i h ö g f j ä l l e n, i n n a n d e s s m o t V a v s m ä l t a n d e ö s t r a r a n d ä n n u p a s s e r a t K i r u n a t r a k t e n.

Sveriges Geologiska Undersökning, sept. 1922.

[1] Anf. arbete.
[2] Bidrag till frågan om blocktransportriktningarna inom Jukkasjärvi malmtrakt (S.G.U., ser. C, n:o 282. Stockholm 1917).

Diskordant skiktning i leptit från Nautanenområdet.

Av

Per Geijer.

I en för några år sedan publicerad skildring av Nautanenområdets berggrund[1] framhölls, hurusom den inom Gällivare och Jukkasjärvi malmtrakter vida utbredda leptitformationen därstädes även omfattade uppenbart sedimentogena bergartstyper, såsom kvartsiter av säkert klastiskt ursprung samt lerskifferderivat, vilka nu föreligga såsom andalusitförande glimmerskiffrar. Därjämte uppvisa de leptiter, som utgöra formationens huvudmassa, ganska allmänt en regelbunden skiktning. Det påpekades även, att formationen i sin helhet visar stora överensstämmelser med den suprakrustala formation i Österbotten, som beskrivits av Mäkinen[2] och av honom betecknas såsom bottnisk. Bland de mera anmärkningsvärda dragen i denna österbottniska formation är förekomsten av konglomerat och typiskt diskordant skiktning. Några säkra motsvarigheter härtill träffades icke

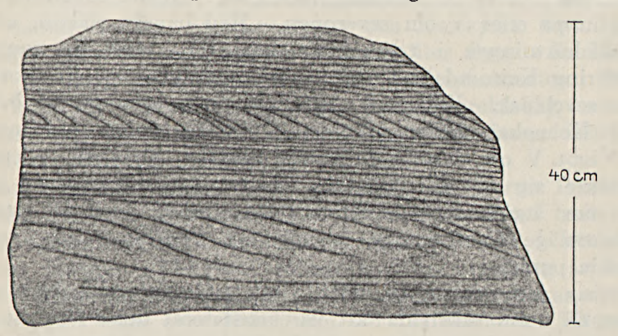


Fig. 1. Block av leptit från Nautanenområdet, visande diskordant skiktning.

under rekognosceringen av Nautanenområdet. Under sistlidna sommar påträffade jag emellertid ett vackert exempel på diskordant skiktning i en från detta område härstammande leptit, vilket jag härmed önskar skildra till komplettering av den nyss citerade beskrivningen.

Fyndet är ett block i morän, intill den punkt, där vägen från Gällivare till Svappavaara o. s. v. går över Kutjasjoki, c:a 7 km NO om Nautanen. Blockets härkomst från Nautanentrakten framgår bl. a. av följande. Bergarten är identisk med en vid Nietsajoki (Ferrums) malmfält, c:a 6 km SSV om fyndorten, anstående skiktad leptit. Enligt blocktransporten i trakten kan blocket mycket väl ha kommit från just denna lokal. I närheten liggande block av skarnbreccia från Gällivare malmfält antyda dock sannolikheten av en något nordligare klyftort, i Nietsajokifältets strykningsriktning.

[1] Per Geijer, Nautanenområdet (S.G.U., ser. C, n:o 283. Stockholm 1918.)
[2] Översikt av de prekambriska bildningarna i mellersta Österbotten (Bull. comm. géol. Finl. n:o 47. Helsingfors 1916).

Såsom framgår av bifogade fig., föreligger ett alldeles otvetydigt fall av diskordant skiktning. Det kan här icke vara fråga om några veckförkastningar, som annars ibland kunna te sig som dylik skiktning. Bergarten är en hornbländeförande, relativt kvartsfattig plagioklasleptit. Plagioklasen har sammansättningen $Ab_{75}An_{25}$. Något mikroklin förekommer också. De mörka beståndsdelarna äro ett ordinärt grönt hornblände, något mindre biotit samt litet titanit och magnetit. Även märkes kalkspat och apatit, samt i ett av de undersökta preparaten en liten rosett av turmalin. I de relativt tunna mörka skikten äro de mörka mineralen anrikade. Kornstorleken är c:a 0·10 *mm* på plagioklasen och 0·20—0·30 *mm* på hornbländet.

Den nyss anförda bergarten från Nietsajoki skiljer sig från denna endast såtillvida att den (i ett undersökt prov) har något mera turmalin, men saknar kalkspat.

Sveriges Geologiska Undersökning, sept. 1922.

Några ord om syntetiska ädelstenar.

Av

Percy Quensel.

För ett par decennier sedan började i större omfattning s. k. syntetiska rubiner att dyka upp i handeln. De första försöken lämnade i allmänhet mindervärdiga stenar, framställda av rubinsplittror genom smältning. I våra dagar har det emellertid lyckats så nära efterbilda de naturliga ädelstenarna rubin och safir, att det mången gång är förenat med den största svårighet att skilja det naturliga materialet från laboratorieprodukten.

Då till redaktionens kännedom kommit ett fall, där i Stockholm såsom äkta safir försålts en konststen, har ett par ord i denna fråga synts vara av aktuellt intresse, jämväl manande till största försiktighet vid inköp av rubin- och safirstenar.

De nuvarande i handeln förekommande syntetiska ädelstenarna framställas helt fabriksmässigt och i stor skala; de bäst kända framställarna äro kanske *Hellerite C:o* Paris och *Deutsche Edelsteingesellschaft*, Idar.

De moderna metoderna bygga på den franska kemikerns A. Verneuil grundläggande experiment 1902—04. Verneuil lät i sina försök pulveriserad, kemisk ren aluminiumoxid genom ett fint platinafiltrum passera genom en knallgaslåga, varvid smältning inträder. Smältan samlas på en aluminiumkägla, som av samma, nedåt riktade knallgaslåga hålles vid en temperatur straxt under smältpunkten. Den smälta substansen ökas successivt, antar droppform, stelnar och visar sig då utgöra en enhetlig kristall. Hårdhet, sp. vikt och optiska egenskaper stämma fullkomligt överens med naturstenen. Rubinstenar av ända till 50 karat ha sålunda framställts. Ensamt i Paris lära årligen bortåt 5 millioner karat (1,000 kg.) rubiner framställas. Rubinens färgnyanser variera med olika mängder kromoxid

som användes såsom färgmedel, en större kromoxidhalt ger djupare och mörkare färg, mindre portioner ljusare nyanser.

Man lyckades tidigt på fullt tillfredsställande sätt framställa konstgjorda rubiner, som så nära anslöto sig till naturstenarna, att ofta blott med svårighet kunde avgöras, om äkta rubin eller konststen förelåg.

Något svårare visade det sig vara att få förstklassigt material av safir. Men de senarte årens experimenterande har resulterat i att man nu lyckats framställa konstsafirer av så utmärkt kvalitet, att även den bästa kännaren i vissa fall har svårt att avgöra, om en äkta sten eller en konstprodukt föreligger. Färgmedlet utgöres av järn- och titanoxid.

Man frågar sig nu, om, då det tydligen lyckats modern teknik att framställa konstgjorda rubiner och safirer av sådan kvalité, att de blott efter noggrannaste undersökning kunna skiljas från äkta, det över huvud lönar sig att försöka hålla äkta och oäkta stenar isär. Att man dock i det längsta försöker så göra beror på den stora skillnaden mellan naturstenens gamla prisläge och framställningskostnaden för konstprodukten. Man har försökt sig på alla möjliga vägar att hävda en rubins eller safirs odisputabla äkthet. Ursprungsbevis har begärts för varje sten med noggrant angivande av stenens dimensioner, men smarta affärsmän togo sig då före att transportera en säck konstrubiner till Ceylons vaskerier och så återkommo de till Europa — med ursprungscertifikat — såsom äkta. Eller också begär man av särskilda prövningsanstalter på heder och samvete utfärdade eller beedigade intyg på viss stens äkthet. Att vanskligheter även därvid äro att räkna med, visar ett nedan relaterat exempel.

Förutom vissa differenser i fosforescens i katodljus är det väl huvudsakligen genom inneslutningar, som man i mikroskop kan skilja äkta och syntetiska stenar åt. De konstgjorda stenarna innehålla nämligen oftast, men — nota bene — ej alltid, små runda blåsrum under det naturstenen visar såsom inneslutningar skarpt kristallografiskt begränsade mikroliter eller vätskeinneslutningar.

Såsom bevis hur svårt det kan vara att avgöra, om äkta eller syntetisk sten föreligger kan här till slut i korthet relateras det förut omnämnda inköpet i Stockholm av såsom äkta sten utgiven syntetisk safir.

Stenen, vägande 5,3 karat, inköptes hösten 1921 såsom »absolut äkta indisk safir». Stenen infattades, men hos ägaren uppstod misstanke, att den möjligen ej var äkta. Kännare bland vänner och bekanta rådfrågades och avgåvo skiftande omdömen. Slutligen anhöll köparen hos den firma, där stenen inköpts om belägg för dess äkthet. Den skickades då under förmedling av flera mellanhänder till Edelsteins Prüfungsstelle Alex. Houdelet i Berlin, varifrån beedigat intyg utfärdades på »Australischer Natursaphir». Misstankar angående stenens äkthet uppstod emellertid ånyo hos köparen, bestyrkta av några bekantas omdömen, att stenen trots alla intyg vore syntetisk. Då det så visade sig att de angivna måtten i det i Berlin utfärdade intyget ej fullt stämde med företagen nymätning av stenen, sände köparen, denna gång utan förmedling av några mellanhänder, in stenen till samma Prüfungsanstalt och fick tillbaka ett nytt beedigat intyg på — »Künstlicher Saphir». Stenen hade tydligen vid första resan någonstädes på vägen uttagits ur fattningen och utbytts mot en äkta safir, som underkastats undersökningen, varpå den syntetiska stenen på återvägen åter insatts i fattningen.

Köparen i nu relaterade fall slutar i skrivelse till red. sin redogörelse med följande ord. »Av föreliggande detaljer framgår att falska ädelstenar i avsevärda mängder torde förekomma i marknaden, samt att hittills intet nämnvärt gjorts för att slippa detta minst sagt på brottslighetens gräns stående geschäft, varför ett verkligt behov skulle fyllas, om inom landet funnes tillgänglig en kontrollanstalt för prövning och undersökning av ädelstenar.»

En kortfattad och klar liten framställning av ädelstenarnas egenskaper och värde jämte de syntetiska och falska konstprodukterna finnes i Vilh. Rau, Edelsteinskunde, Leipzig 1921, 248 s., varifrån en del uppgifter ovan hämtats.

Geolognytt.

Riksdagen har i maj beslutit, att den av professor C. WIMAN nu innehavda personliga professuren i paleontologi med undervisningsskyldighet jämväl i historisk geologi skall förvandlas till en ordinarie professur i paleontologi och historisk geologi, samt att i samband därmed den nuvarande ordinarie professuren i mineralogi och geologi vid Uppsala universitet skall benämnas professur i geologi med petrografi och mineralogi.

Till kemist vid S. G. U. har den 9 sistlidne juni utnämnts assistenten, fil. d:r A. BYGDÉN.

Såsom sökande till den ledigförklarade professuren i geologi med petrografi och mineralogi hade vid ansökningstidens utgång den 3 juli anmält sig prof. H. BACKLUND, Åbo, doc. G. FRÖDIN, Uppsala, statsgeol. P. GEIJER, Stockholm, doc. A. HADDING, Lund, statsgeol. H. HEDSTRÖM, Stockholm samt statsgeol. N. SUNDIUS, Stockholm.

Vid specimenstidens utgång den 3 okt. hade samtliga sökande fullföljt sina ansökningar.

Till sakkunniga för bedömande av sökandes kompetens har fakulteten i Uppsala utsett prof. A. G. HÖGBOM, Upsala, prof. P. J. HOLMQUIST, Stockholm, prof. V. M. GOLDSCHMIDT, Kristiania och prof. W. RAMSAY, Helsingfors.

Till den ledigförklarade befattningen såsom intendent vid Riksmuseets Mineralogiska avdelning hade vid ansökningstidens utgång den 1 juni såsom sökande anmält sig doc. G. AMINOFF, Stockholm, doc. A. HADDING, Lund och assistenten N. ZENZÉN, Stockholm.

Till den ledigförklarade befattningen såsom intendent vid Riksmuseets paleo-zoologiska avdelning hade vid ansökningstidens utgång den 6 juni såsom sökande anmält sig statsgeologen H. HEDSTRÖM, Stockholm, rektor I. SEFVE, Falun, doc. E. STENSIÖ, Upsala, doc. G. T. TROEDSSON, Lund, samt statsgeologen A. H. WESTERGÅRD, Stockholm.

I prof. V. M. GOLDSCHMIDTS exkursion till Stavangerområdet deltogo bl. andra överdirektör A. GAVELIN, professorerna P. J. HOLMQUIST och P. QUENSEL, statsgeologen H. E. JOHANSSON och överingenjören H. v. ECKERMANN från Sverige, professorerna H. BACKLUND och L. BORGSTRÖM från Finland, prof. F. BECKE från Wien, jämte ett antal norska geologer. Exkursionerna, som huvudsakligen ägde rum per motorbåt i Stavangerfjorden, under tiden 12—17 juni, gynnades av det vackraste väder.

Första dagen ägnades åt injektionsgneis- och fyllitmetamorfosproblemen på Aamö. Andra dagen samma problem å Sokn-Bruöarna. Tredje dagen ägnades amfiboliternas uppträdande och petrografi å Rennesö, fjärde dagen urbergsunderlaget å Idsö samt de kaledoniska eruptiven och mylonitbildningen å sträckan Backe—Solbakken. Femte dagen samma problem i profilen vid Erevigen och sjätte och sista dagen de gröna skiffrarna å Haasteinen.

Några av deltagarna besökte på återresan under GOLDSCHMIDTS ledning Fenfältet.

Paleontologiska muséet i Upsala har i mars av professor J., G. ANDERSSON mottagit ytterligare 150 lådor fossila däggdjur från Kina.

Till preparering av Kinasamlingarna har av 8:de huvudtitelns besparingar för tiden 1 mars 1922 till slutet av februari 1923 10,000 kr. ställts till paleontologiska institutionens i Upsala förfogande.

För deltagande i jubileumsutställningen i Göteborg år 1923 har Sveriges geologiska undersökning erhållit ett statsanslag av 4,000 kr. Det är avsikten att där framlägga en del av Undersökningens senare arbeten särskilt inom agrogeologiens och malmgeologiens områden samt en del resultat av den pågående inventeringen av landets torvmarker.

Ny geologisk karta över Göteborgstrakten. Under sommaren hava pågått och avslutats förarbeten för en ny geologisk karta i skalan 1: 20 000 över Göteborgstrakten, avsedd att utkomma nästa vår.

Tvenne nya geologiska tidskrifter hava på senaste tiden börjat utgivas nämligen den av National research council of Japan utgivna Japanese journal of Geology and Geography, innehållande förutom originaluppsatser bl. a. en rikhaltig referatavdelning på engelska och tyska av japansk geologisk litteratur, samt Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen.

De av Sveriges geologiska undersökning anordnade geologiska skolsamlingarna, som sedan några år varit slutsålda, finnas nu åter tillgängliga. Samlingen omfattar 108 nummer av mineral, berg- och jordarter m. m. Priset är 195 kr.

Till Redaktionen insänd litteratur. Nordisk världsatlas. Till förmån för svenska röda korset utgiven av S. ZETTERSTRAND och K. D. P. ROSÉN.

Denna atlas, som vid sitt framträdande mottogs med oförbehållsamt erkännande, har visat sig alltjämt motsvara förväntningarna. Det är en omsorgsfullt och elegant utförd världsatlas, speciellt avsedd för en nordisk läsekrets.

BECK-BERG, Abriss der Lehre von den Erzlagerstätten, Berlin 1922. Verlag Bornträger.

KAYSER, EMANUEL, Lehrbuch der Geologie. Bd 1—2 Allgemeine Geologie. 6:te vermehrte Aufl. Stuttgart 1921.

LACROIX, A., Minéralogie de Madagascar. Tome 1. Paris 1922.

Mötet den 4 maj 1922.

Närvarande 37 personer.

Meddelade ordföranden, hr BÄCKSTRÖM, att Styrelsen till medlemmar i Föreningen invalt:

Bergsingeniör GUSTAF AHLMAN, Ljusne, föreslagen av hrr Quensel och v. Eckermann,

Löjtnant K. MAGNELL, Stockholm, föreslagen av hr Holmquist samt

Fil. stud. H. BJURULF, Jönköping, föreslagen av hr v. Post.

Å Föreningens vägnar hade lyckönskningstelegram avsänts till f. d. statsgeologen D:r FR. SVENONIUS på hans sjuttioårsdag. För lyckönskningen hade dr. SVENONIUS till Föreningen bett att få framfört sitt varma tack.

Meddelade sekreteraren, att Styrelsen beslutit tillställa Geologkongressen i Bryssel samma skrivelse, som tidigare tillställts Brysselkongressens organisationskommitté, under framhållande av, att då intet i kommitténs svar framkommit, som kunnat ändra Föreningens tidigare intagna ståndpunkt, Föreningen ansåg sig i allt och inför kongressen som sådan böra hävda den ställning, som tidigare intagits beträffande i skrivelsen vidrörda förhållanden.

Med biläggande av Föreningens skrivelse av den 30/1 1922 anfördes därför följande:

Au Congrès Géologique International à Bruxelles 1922.

Après délibération, les sociétés géologiques en Danemark, en Norvège et en Suède ont envoyé le 30 janvier dernier au Comité d'Organisation du Congrès International à Bruxelles la lettre ci-incluse, exposant leurs vues sur la situation internationale dans le domaine scientifique et aboutissant à une demande que le Congrès de Bruxelles en 1922 ne fût pas désigné comme le 13:ième Congrès Géologique International, la situation générale n'ayant pas permis de donner suite à l'invitation faite à Toronto en 1913 à toutes les nations qui font partie des congrès internationaux.

A notre demande que le Comité d'Organisation voulût bien changer cette dénomination de telle sorte qu'elle vînt à correspondre à la limitation du Congrès amenée par la situation générale, le Comité nous a fait parvenir une réponse datée du 6 mars et que vous trouverez également ci-inclus. Le Comité y déclare ne pas pouvoir partager notre manière de voir sans toutefois nous exposer les raisons qui lui ont fait désapprouver nos points de vue tout objectifs.

Dans ces conditions, nous considérons, dans l'intérêt de la science, comme notre devoir d'exposer au Congrès même les points de vue que nous avons fait valoir dans cette lettre. Tout en regrettant la situation qui s'ensuit de cette divergence d'opinion et tout en répétant que nous comprenons parfaitement la difficulté qui existe pour les nations qui ont le plus souffert de la guerre, à inviter dès à présent tous les pays à une assemblée universelle, nous tenons à déclarer que notre manière de voir reste toujours la même, rien ne s'étant présenté jusqu'ici qui fût de nature à modifier l'opinion antérieurement émise par nous.

Nous ajoutons que c'est avec le plus grand regret que nous verrions prendre au Congrès des résolutions auxquelles il nous serait difficile d'adhérer à l'avenir.

A notre avis, il est urgent d'éviter toute mesure pouvant constituer de nouveaux obstacles à la reprise de la collaboration universelle, en jugeant que cette collaboration, entre les géologues comme entre les autres représentants de la science, est à l'heure actuelle plus nécessaire que jamais.

Dans l'espérance que cette opinion est partagée par vous tous, nous vous assurons, Messieurs les collègues, de notre parfaite considération.

Hr Fr. Enquist höll föredrag om *orsakerna till förekomsten av den värmekrävande floran i arktiska och antarktiska trakter under tertiär och mesozoisk tid.*

En uppsats i anslutning till föredraget kommer att inflyta i ett följande häfte av förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr G. De Geer, Bäckström och Halle samt föredraganden.

Hr Axel Gavelin meddelade några *intryck från en resa till geologiska institutioner i England och Tyskland.*

Med anledning av meddelandet yttrade sig hr Hörner och föredraganden.

Mötet den 5 oktober 1922.

Närvarande 41 personer.

Ordföranden, hr Bäckström meddelade att Styrelsen till medlem i Föreningen invalt:

Gruvingenjör Einar Lindeman, Ludvika, föreslagen av hrr Geijer och H. E. Johansson.

Meddelades att enligt till föreningen ingånget tillkännagivande den XI internationella geografkongressen (Congrès international de Geographie et d'Ethnologie), sammanträder i Cairo 1925 i samband med 50 årsminnet av Société Royal de Géographie d'Egypte's grundande.

Meddelade sekreteraren, att såväl Dansk Geologisk Förening, som Norsk Geologisk Forening anslutit sig till Föreningens synpunkter beträffande slutgiltigt ståndpunkttagande till organisationskommitténs i Bryssel åtgöranden. De tre geologiska föreningarna i Skandinavien ha därför gemensamt undertecknat den skrivelse, som omnämnts i majmötets förhandlingar, som sedan avlåtits till kongressen i Bryssel.

Hr Carl Caldenius höll ett av talrika diagram belyst föredrag om *Ragundasjöns stratigrafi och geokronologi.*

En uppsats i anslutning till föredraget kommer att i utvidgad form publiceras i S. G. U., Ser. Ca N:r 12.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr G. de Geer.

Hr Percy Quensel lämnade ett meddelande om förloppet av det geologiska karteringsarbete, som av H. Backlund och föredragaren för Sveriges Geologiska Undersöknings räkning utförts inom *Västerbottens läns fjällområden*, samt berörde några av de nya problem, som yppat sig under de fyra år arbetet varit i gång.

Det första året (1918) hade karteringen huvudsakligen omfattat trakten mellan Jämtlandsgränsen och Kultsjön. Intresset fångades under denna sommar till stor del av de eruptiva mylonlternas uppträdande inom de västliga områdena, i form av stora platta skållor, bundna till eller tektoniskt sammanhörande med de flacka förskjutningsplanen inom köliområdet. Ävenledes bjöds under rekognosceringen av Södra Borgafjällen gynnsamma tillfällen att pröva seve- och kölibergarternas inbördes förhållande till varandra och de högkristallina seveskiffrarnas regionala förband med de kaledoniska eruptiven, kring vilka de syntes gruppera sig med periferisk i kornstorlek och kristallinitet avtagande utbildning. Redan under denna första sommar syntes det geologiska förbandet antyda, dels att de mera grovkristallina fjällgneiserna till stor del haft eruptivens inverkan på sidobergarten att tacka för sitt grövre kristallina gry, dels att vissa profiler påfordrade att inom seven även inrymma stratigrafisk till kölibergarterna hörande, genom eruptivens inverkan metamorfoserade skifferkomplex.

Andra sommaren (1919) ägnades området mellan Kultsjön och linjen Virisjaure—Umnäs. Det huvudsakliga arbetet kom att ägnas Marsfjällskomplexet och dess nordliga fortsättning, Borka-, Henriks- och Gardfjällen. Här erbjöd sig i till synes djupare snitt i fjällkejdan en inblick i de kaledoniska eruptiven och i deras betydelse för fjälltektoniken. Under det att i Borgafjällen sura eruptiv så gott som saknades, funnos i Marsfjällen stora granitområden blottlagda inom de centrala delarna av fjällmassiven. Åldersförhållandet till amfiboliterna var tydligt, i det graniten innehåller skarpkantiga brottstycken av amfibolit som redan amfibolitiserats före granitintrusionen, ett bevis för en metamorf epok inom fjällkedjan före granitens framträngande. Inom graniternas randzoner erbjödo sig gynnsamma tillfällen att studera injektionsgneisfenomenet, i det att skifferhöljet med all antaglighet här metasomatiskt tillförts rikliga mängder magmasubstans. Sevegneiserna visa sig närmast Marsfjällsgraniterna vara starkt turmalinförande samt dessutom så rikligt fältspatförande att de till sin kemiska sammansättning påtagligen förändras i riktning mot magmabergarter. Å andra sidan visa Marsfjällsgraniterna genom sin rika sillimanit- och distenhalt inom vissa stråk en tydlig kemisk förändring mot sedimentsammansättning (»pelitisering»). Båda resultaten mana till försiktighet beträffande tydning av den kemiska sammansättningen av bergarter inom starkt deformerade fjällområden.

Inom Marsfjällsområdet inskränka sig seveskiffrarna på grund

av fältets brant västliga stupning till en smal zon, på sina ställen blott kilometerbred, i bjärt motsats till Borgafjällens vida fält av monotona glimmerskiffrar och gneiser som där betingas av den förhärskande flacka lagerställningen.

Den tredje arbetssommaren (1921) ägnades Tärna sockens östra och sydöstra delar. Här tilldrog sig isynnerhet det mäktiga Norra Storfjället intresse. Inom Tärna visade sig åter mera periferiska snitt i förhållande till de kaledoniska intrusiven råda. Graniterna själva voro blott undantagsvis blottade, men deras inverkan dock påtaglig genom sevegneisernas höga kristallinitet och kemiska magmatisering. Inom visst område inom Norra Storfjällets nordvästra del ville föredragshållaren t. o. m. antaga en nästan fullständig uppsmältning av skifferhöljet som då i form av partiellt regenererad magma kunnat förhålla sig eruptivt gent emot vissa inom dess egen skiktserie mera motståndskraftiga lager.

Tektoniken inom Tärna visade sig betydligt mera komplicerad än längre söder ut, där åtminstone relativ rotfasthet kunnat tillskrivas Marsfjällsstråken och Borgafjällen. Inom Tärna synes en äldre västostlig rörelse ofta vara avklippt av yngre nord-sydliga förskjutningar och starka hopstuvningar och inversioner ha framkallats av de komplexa rörelseriktningarna. Man vet ej var man skall söka fast mark. Till och med Norra Storfjällets i sig själv komplexa och högkristallina skålla synes ligga lös, i öster diskordant vilande på milda svarta skiffrar.

Innevarande sommar (1922) har huvudsakligen ägnats Sorsele sockens fjällvärld d. v. s. området norr om linjen Övre Uman — Jerisjokk-Tjulträsk fram till länsgränsen. Liksom vart år tidigare ha åter nya problem dykt upp, av vilka här först må nämnas det mäktiga och praktfulla Voitja-konglomeratet, ett ofta föga pressat, karaktäristiskt utbildat kvartsitkonglomerat som sporadiskt dyker upp längs vissa stråk från sydligaste Tärna (Gimjafjället) till länsgränsen i norr (Luspatjåkko). Dess stratigrafiska betydelse är ej klarställd, (analogier synes enligt benäget meddelande av prof. Högbom finnas i västligaste Kvarnbergsvattnet), dess tektoniska roll är ofta synnerligen invecklad i det konglomeratet genom sin resistens åtminstone lokalt under rörelseperioden inom fjällområdet lösgjort sig från sitt stratigrafiska förband och intager nu sekundära lägen som betydligt komplicera tektoniken. I förband med konglomeratet synes en mäktig kvartsitformation uppträda, med största antaglighet tillhörande konglomeratets liggande.

En annan upptäckt av intresse var det s. k. Mesketagglomera-

tet, en väl bevarad serie vulkaniska bergarter med agglomerat, pillowlava och tuffbäddar i idealisk utveckling, med härden lokaliserad vid Laivatjåkko och utkilande mäktighet åt norr och söder. Det ligger nära till hands att här antaga en isolerad utliggare av Bymarksformationens grönstenseffusiv inom Trondhjemsfältet. Tjåkkelmassivets stora gabbroområde är antagligen att uppfatta som de vulkaniska bergarternas djupfacies som här intruderat sin ytform.

Inom nordligaste Sorsele vid övre Vindelälven återfanns i år första sommarens mylonittektonik, delvis i ovanligt klar utveckling; en profil i Tatsemjokk lämnar en enastående vacker skärning från mylonitskållans liggande upp till dess hängande, där hela tektoniken synes ligga läroboksmässigt klar. —

Inom seveskifferterrängen norr om Övre Uman uppträda de bländande vita tronhjemitgångarna i stor rikedom genomsättande berggrunden i alla riktningar. T. o. m. mindre möjligen rotfasta massiv av vit granit kunde påvisas i Brandsfjället. — Inom Ammarfjället kan nämnas påvisandet av harzburgitiska olivinbergarter i geologiskt förband med amfiboliterna som närmast de gröna, ofta karbonatrika (breunnerit?) och kromitförande olivinbergarterna innehålla ända till halvdecimeterlånga zoisitnålar.

Ett problem som även inställde sig innevarande sommar var möjligheten av sura effusivbergarters uppträdande inom fjällbergarterna; därom torde föreningen framdeles få en utförligare framställning av Backlund som särskilt intresserat sig för denna fråga.

Under de fyra åren som rekognosceringen fortgått ha sålunda ständigt nya problem, ofta av rätt så överraskande art, dykt upp. Vissa ledtrådar synas emellertid redan kunna skönjas och det vore föredragandens förhoppning att då kartan över Västerbottens fjäll om några år föreligger färdig, själva kartläggningen, efter de synpunkter som från början lagts till grund för undersökningen, skall medgiva slutsatser som kunna leda till en djupare förståelse av vår fjällkedjas inre väsen.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR.
BAND 44. HÄFT. 6—7. N:o 351.

Arpojaure.

En postglacial sjö i Torne Lappmark.

Av
CARL C:ZON CALDENIUS.

Innehållsförteckning.

Inledning.

Längst uppe i nordligaste Lappland, nära den punkt, där Sveriges, Norges och Finlands gränser mötas, fanns till för tämligen kort tid sedan en mindre sjö, Arpojaure. Sjön, som var cirka 2 *km* lång, låg i björkregionen ej långt nedom trädgränsen och



Fig. 1. Top. karta 1 : 100 000 (förstoring av top. karta 1 : 200 000).

½ mil från svenska nybygget Keinovuopio, beläget invid finska gränsen och på stranden av Köngämä älv (se kartan fig. 1, som visar sjöns utsträckning före tappningskatastrofen 1905). Keinovuopio är, näst det någon mil avlägsna Kummavuopio, den nordligaste av de svenska fjällstugorna.

År 1905 beslöto invånarna i dessa fjällstugor att genomgräva den glacifluviala grusbarriär, som i E dämde Arpojaure från den

betydligt lägre liggande, stora myren Arpuvuoma, för att på detta sätt om möjligt torrlägga sjöns botten, vars långgrunda natur de vid fiske hade observerat, och där de hoppades kunna erhålla en synnerligen god gräsväxt.

Intet tillstånd till planens utförande inhämtades, utan en vacker dag sommaren 1905 påbörjade den 7 man starka arbetsstyrkan det stora arbetet.

Efter sju veckors oavbrutet grävningsarbete nådde man ned till sjöns nivå, och dess vatten började sippra ned i den nyöppnade

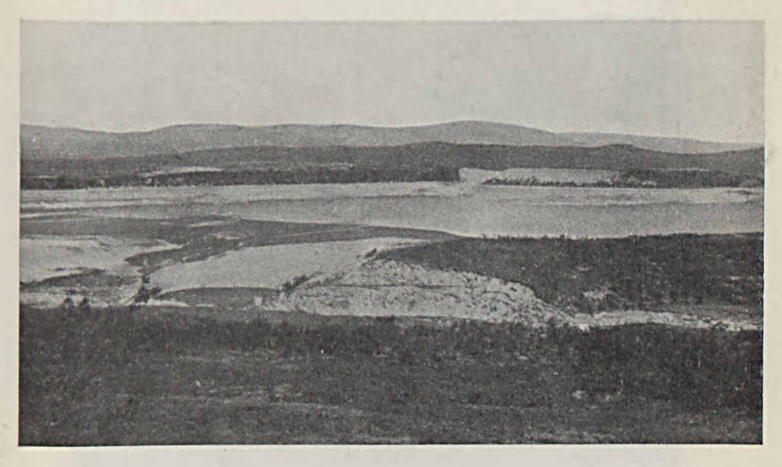


Foto K. Sandler.

Fig. 2. Arpojaures sjöbotten med restsjön. I bakgrunden synes tappningsrännan. Foto mot NE från sluttningen av Arpoåive.

utloppskanalen. Det utströmmande sjövattnet eroderade snabbt den nygrävda kanalens slänter (fig. 3), ras inträffade till en början av små men sedan av allt väldigare dimensioner. Slutligen framkallade ett ovanligt stort ras katastrofen, och sjöns vattenmassa vältrade sig ut genom den betydligt fördjupade och vidgade kanalen och ned på den lågt liggande myren, vars existens man har att tacka för att katastrofens förlopp blev så godartat, som det blev. Björkarna på myren revos upp med rötterna och lyftes av de framrusande vattenmassorna långa stycken från sina växtplatser. Nu vittna de, avlövade och vissnade, om den storartade händelsen (fig. 4). På myren avlagrades vidare det grövsta av de sten-, grus- och sandmassor, som vid katastrofen lösrycktes ur rännan och nu från densammas mynning bilda en vacker ackumu-

lationskägla, på vars yta det tyngsta materialet ligger ordnat i ganska vackra strömryggar, utvisande de vägar, de största vattenmassorna vid katastrofen togo. (Se kartan Pl. 70.) Det finkornigare materialet stannade även till en del på myren och förvandlade rätt stora sträckor av denna till fast mark, men en del av detsamma fördes ut i Köngämä älv och från denna till Muonio



Foto C. C:zon Caldenius.

Fig. 3. Tappningsrännan vid sjösidan. Tappningsrännans sammanlagda djup uppgår till c:a 40 m, varav 20 à 25 m falla på dess grävda del. Jämför storleken av mannen, synlig vid sjöns å bildens högra del befintliga stranderosionshak.

älv, vilken flera dagar efter katastrofen ända nere vid Pajala (c:a 27 mil från Arpojaure) lär hava varit vit av det uppslammade materialet.

Någon odlingsmark uppstod emellertid ej på den torrlagda Arpojaures botten (fig. 2). Större delen av densamma består nämligen av sand och resten av en gyttjehaltig mjäla, som under de här rådande klimatförhållandena ej vill låta binda sig av något vegetationstäcke, utan lätt eroderas av vinden. Under blåst uppstå

om somrarna riktiga sandmoln, som tillika med myggen göra vistelsen på den gamla sjöbottnen ibland allt annat än angenäm. Det vid vinderosionen upprivna materialet ackumuleras vid sjöns östra sida, där vackra dyner uppstått.

Arpojaure omnämnes första gången i den vetenskapliga litteraturen av A. HEINTZE,[1] som på genomresa till Skibotten i Norge i förbigående kom att besöka sjön. Han omtalar emellertid blott, att han där iakttagit fossil tall. Efter honom har sjön besökts av



Foto C. C:zon Caldenius.

Fig. 4. Den genom katastrofen torrlagda myren Arpuvuoma. Å bilden synas vid katastrofen ditspolad sand och uppryckta — nu vissnade och döda — björkar.

docenten THORE FRIES,[2] som framför allt ägnat de på växtfossil synnerligen rika gyttjelagren i sjön en värdefull bearbetning men också försökt sig på en tydning av de oorganiska sedimentens uppkomstsätt och på grund av denna sin undersökning dragit vittgående slutsatser i geokronologiskt hänseende. W. TANNER[3], som i förbigående besökt sjön, har kortfattat skildrat tappningskatastrofen och meddelat en del bilder av tappningsrännan samt sjöbottnen med dess avlagringar.

[1] A. HEINTZE: Växtgeografiska anteckningar från ett par färder genom Skibottendalen i Tromsö amt. K. V. A. Ark. f. Bot. Bd. 7. Stockholm 1908.

[2] THORE FRIES: Einige Beobacht. ü. postglac. Regionsverschieb. im nördl. Schweden. Bull. Geol. Inst. of Upsala. Vol IX, p. 171—182.
» » : Aflagringarna vid Arpojaure. G. F. F. Bd 33. H. 5. Maj 1911.
» » : Botanische Untersuchungen im nördlichsten Schweden. Vetenskapliga och praktiska undersökningar i Lappland. Stockholm 1913.

[3] W. TANNER: Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelse och avsmältning i finska Lappland och angränsande trakter. Bull. Comm. Finlande. Helsingfors 1914.

Genom mina tillsammans med docenten HANS W:SON AHLMANN[1] och statsgeologen RAGNAR SANDEGREN[2] bedrivna undersökningar i Ragunda, hade jag fått upp ögonen för vissa spörsmål, som på grund av därvarande avlagringars ålder voro svåra att komma till full klarhet i, men som i Arpojaures unga och av vittringen orörda sediment möjligen skulle kunna erhålla sin tydning. Därtill kom att jag önskade företaga en revision av THORE FRIES' där utförda geokronologiska undersökning. Då AHLMANN även önskade besöka Arpojaure för att klara upp vissa dunkla morfologiska förhållanden i Ragunda, kommo vi, sedan vi genom prof. G. DE GEERS vänliga förmedling erhållit de nödvändiga penningmedlen, att sommaren 1913 tillsammans göra resan dit upp.

Vi vistades något över 3 veckor vid Arpojaure, varunder AHLMANN utförde den morfologiska delen,[3] jag den stratigrafiska och geokronologiska delen av undersökningen. Av intresse för geologisk forskning i allmänhet medföljde fil. lic. KALLE SANDLER,[4] som lämnade oss en synnerligen värdefull hjälp i olika avseenden. Då här resultaten av de stratigrafiska och geokronologiska undersökningarna framläggas, inskränker jag dem till de delar, som mera direkt belysa sjöns utvecklingshistoria. I likhet med Ragundasjöns avlagringar erbjuda Arpojaures det sällsynta tillfället att låta oss följa en påbörjad igenfyllning av en sjö genom huvudsakligen oorganiskt material. Det sätt, på vilket denna sedimentering skett, sätta oss i stånd att draga vissa slutsatser i klimatologiskt hänseende.

På grund av den utveckling Arpojaure efter sin uppkomst undergått, äro de avlagringar, som uppbygga den nu torrlagda sjöbottnen, av helt olika genesis. Vid tydningen av desamma yppa sig rätt stora svårigheter, då olikvärdiga och oliktidiga sediment förekomma sida vid sida (Pl. 70). Ursprungsmaterialets tämligen ensartade sammansättning är en faktor, som i eminent grad ökar dessa svårigheter.

De processer, varigenom de storartade avlagringar åstadkommits, som nu delvis fylla sjön, äro framför allt vågrörelsens och det

---

[1] HANS W:SON AHLMANN: Ragundasjöns geomorfologi. S. G. U., ser. Ca, n:o 12.

[2] R. SANDEGREN: Ragundatraktens postglaciala utvecklingshistoria enligt den subfossila florans vittnesbörd. S. G. U., ser. Ca, n:o 12.

[3] HANS W:SON AHLMANN: The morphology of the Arpojaure, a postglacial lake in Torne Lappmark, G. F. F., Bd. 36, H. 6. Nov. 1914.
» » : Strandzonens allmänna morfologiska utveckling med särskild hänsyn till insjöar. Ymer 1914, H. 3.

[4] KALLE SANDLER: Tre veckor i vildmarken. Hembygden. Organ för Hola folkhögsk. clevförb. 1915.

rinnande vattnets ackumulation. I ganska vidsträckt utsträckning påträffas även rent biogena sediment samt i underordnat mått eoliska bildningar, vilka senare till största delen uppkommit efter tappningskatastrofen. Stort sett är den forna sjöbottnen danad genom en av olika krafter åstadkommen upprepad omlagring av sediment, avsatta vid inlandsisens avsmältning i ett isdämt vatten.

Av resultaten från AHLMANNS geomorfologiska undersökning må förutskickas, att han ovan sjöns strandlinje före katastrofen 1905 (± 0 *m*) funnit utbildad ännu en strandlinje vid + 0.8 *m* (Pl. 70).

De senkvartära sedimenten inom och omkring Arpojaure.

De glacifluviala bildningarna.

Enligt V. TANNER[1] uppstod vid inlandsisens avsmältning, medan isen ännu upptog större delen av Köngämädalen, isdämda kantsjöar, om vilka högt belägna strandlinjer och grusackumulationer bära vittne. Under den pågående avsmältningen uttappades eller sänktes dessa sjöar, tills de slutligen förenades i en från norska gränsen ungefär till Lammaskoski sig sträckande, cirka 45 *km* lång enhetlig sjö, vars yta skall ha legat c:a 500 *m* ö. h., och som till en början avrann över Kuoskimmuotkapasset till Storfjorden, Lyngenfjordens innersta vik, för att sedan avtappas åt E subglacialt eller över isen, vilketdera är icke känt.

Den osäkerhet, som vidlåder den glacialgeologiska undersökningen av förhållandena vid isrecessionen i Köngämädalen, gör, att Arpojaures tidigare öden äro höljda i dunkel. Då sjöns yta före sjökatastrofen 1905 låg c:a 509 *m* över havet, måste sjön vid tiden för den antagna stora issjön ha varit utdifferentierad ur issjösyssemet.

Den depression, som givit anledning till Arpojaures uppkomst, torde icke vara något annat än en enda ofantlig åsgrop, uppkommen mellan fjället Arpoåive och de väldiga glacifluviala ackumulationer, som stryka fram utmed detsamma. Om, såsom THORE FRIES anser, en naturlig sänka eller terrass i fasta berget med-

---

[1] V. TANNER: Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi Sees in Lappland. Bull. Comm. Finlande, n:r 20. Helsingfors 1907.

» : Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelse och avsmältning i finska Lappland och angränsande trakter. Bull. Comm. Finlande. Helsingfors 1914.

verkat till bäckenets uppkomst är en fråga, som jag måste lämna oavgjord.

Glacifluviala bildningar begränsa sjön såväl i N och E som i S, medan den västra stranden delvis är utarbetad i morän. Emellertid underlagras, såsom de i de talrika i sjöbottnen nedskurna ravinerna lätt tillgängliga profilerna visa, de vackra postglaciala erosions- och ackumulationsterrasserna utanför västra stranden på flera ställen av issjösediment. Det är därför sannolikt — såsom nedan närmare skall framhållas — att sjön varit helt omspunnen av en gördel av glacifluviala bildningar, av vilka i W blott några obetydliga rester återstå. Dessa utgöras uteslutande av fin sand och mjäla, och det är sannolikt förefintligheten av detta lätt eroderbara material, som gjort, att strandterrasserna i väster erhållit sin i jämförelse med de övriga strandterrasserna storslagna utbildning. Utmed norra stranden stryker en verklig rullstensås fram, som vid det nuvarande utloppet ansluter sig till en vackert utbildad randterrass. Denna fortsättes åt S av kames, vilka tillsammans med av grus uppbyggda, vackra glacifluviala deltaplatåer utgöra sjöns södra begränsning. Då de glacifluviala bildningarna norr och öster om sjön bestå av mycket grovt material, ha här synnerligen obetydliga strandackumulationer uppstått. Framför den södra stranden finnes en rätt bred strandterrass, beroende på att det glacifluviala sedimentet där huvudsakligen utgöres av grus.

Den nämnda sammansättningen av det sjön omgivande glacifluviala sedimentet tyder på att de strömmar, som avlagrat detsamma, framgått huvudsakligen vid sjöns norra, östra och södra stränder, medan den västra legat i lä för dem. Orsaken till detta torde sökas i förefintligheten av den dödis, som sedan vid sin bortsmältning gav upphov till Arpojaurebäckenet.

De postglaciala lakustrina bildningarna.

Den förhärskande vindriktningen under sommaren i dessa trakter är den nordvästliga. Då den — som överallt i fjällområdet — oftast äger en mycket stor styrka, hade man beträffande strandterrassernas storlek väntat sig ett motsatt förhållande än det, som av nyss framhållna orsaker äger rum. En faktor, som bidragit till strandterrassernas utdanande i den riktning, som skett, är också, att sjöns bägge tillflöden av betydenhet haft sina mynningar vid den västra stranden, det ena senast före tappningen längst i NW, det andra längst i SW.

Vid tappningen 1905 försvann sjön icke fullständigt. Av den-

samma återstår en restsjö, vars yta ligger cirka 15 *m* under det före katastrofen rådande vattenståndet. Då man sålunda i den forna sjöbottnens lager vill avläsa sjöns historia, undandraga sig de djupast belägna och ännu vattentäckta all undersökning. Undersökningen av de tillgängliga profilerna har ådagalagt, att sjöns vattenstånd en gång kan ha varit minst lika lågt som det genom katastrofen framkallade. En jämförelse mellan de resultat, som undersökningen av Arpojaures avlagringar lämnat beträffande vissa klimatologiska och växtgeografiska förhållanden i postglacial tid, med dem, som erhållits genom undersökning av torvmossarna i omgivande trakt, synes emellertid tala för att någon avsevärd lucka icke kan dölja sig under Arpojaurerestsjöns yta.

Undersökningsmetod. Det är sammanlagt cirka 60 profiler, som jag upptagit i de vid katastrofen uppkomna ravinerna i Arpojaures avlagringar. Dessa profilers belägenhet framgå av kartan Pl. 70. Till en början använde jag mig därvid av G. De Geers metod för årsvarvmätning, nämligen att å en pappersremsa direkt avrita de i skärningen förekommande olika lagren. Emellertid visade sig förfarandet i längden alltför tidsödande, och sedan jag så småningom lärt mig att skilja på de olika sedimenten, kunde jag utan vidare frångå detta förfaringssätt och nöja mig med att med måttband uppmäta och anteckna de olika lagren. Jag vill dock betona den ofantliga nytta, jag hade av att till en början använda mig av den G. De Geerska mätningsmetoden, och jag har till stor del den att tacka, att jag egentligen vann några resultat.

Den västra strandterrassens stratigrafi. Inom Arpojaures sjöbottenlager kan skiljas mellan proximalt bäckdeltasediment, proximalt stranderosionssediment, distalt sjöbottensediment och terrigena biogena bildningar.

De proximala bäckdeltasedimenten upptaga de områden inom den forna sjöbottnens nordvästra och sydvästra hörn, varest de båda bäckarna Arpojoki och Tältbäcken framgå. En mindre avlagring av deltanatur finnes dessutom i utvidgningen vid Arpojaures forna utlopp. Bäckdeltasedimenten upptaga sålunda, såsom kartan Pl. 70 visar, betydligt mindre areal än stranderosionssedimentet, vilket utgör den större delen av ackumulationsterrassen kring sjön.

Inom den västra strandterrassen ligger det proximala bäckdeltasedimentet sida vid sida med proximalt stranderosionssediment och underlagras även på sina ställen av dylikt. Då den västra strand-

terrassens byggnad avsevärt skiljer sig från de övriga strandterrassernas, och då undersökningen av densamma visat sig ha större betydelse för förståelsen av Arpojaures utveckling än undersökningen av de senare, har jag ansett lämpligt att först beskriva lagerföljden inom den västra strandterrassen.

Såväl erosions- som ackumulationsterrasserna äga inom denna stor bredd. Störst äro de inom strandterrassens södra hälft, vilket, såsom senare skall visas, beror på att terrassen här ej är enkel utan sammansatt av en yttre strandackumulations- och stranderosionsterrass och en inre bäckdeltaterrass.

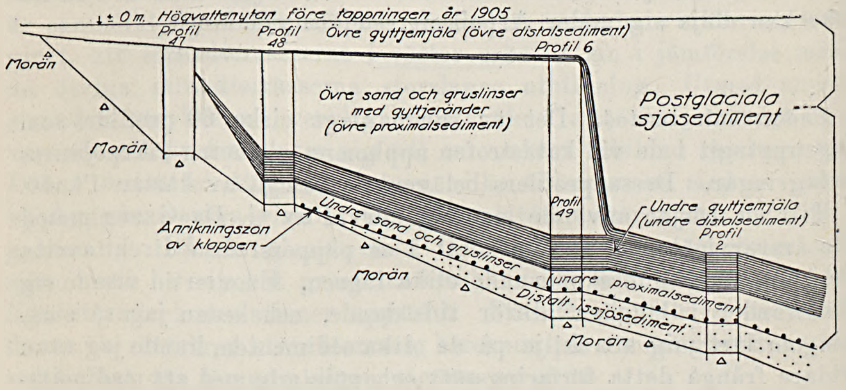


Fig. 5. Schematisk sektion genom den västra strandterrassen.

Underst ligga, vilande ibland direkt på morän eller issjösediment, långsträckta linser av sand och grus, ofta växellagrande med starkt gyttjehaltiga dylika av lera (undre proximalsedimentet). Sand- och gruslagren ha en mäktighet av 1—30 *cm* och de gyttjehaltiga lerränderna äro 1—5 *cm* tjocka. Från issjösedimentet skiljes ibland denna lagerserie, vars totala mäktighet kan uppgå till cirka 3,5 *m*, av ett lager klapper. Dessa klapper ha vanligen en storlek av cirka 5 *cm* men bliva ibland ända till cirka 30 *cm*. Lagerserien överlagras av en väl skiktad, ibland starkt gyttjehaltig mjäla, som något växlar i sin mäktighet, men vars medelmäktighet kan sättas lika med 1,0 *m* (undre distalsedimentet). På denna följer åter en lagerkomplex av ungefär samma beskaffenhet som den, som underlagrar den gyttjehaltiga mjälan, och som är cirka 4 *m* mäktig (övre proximalsedimentet). Denna överlagras i sin tur av en cirka 0,3 *m* tjock, gyttjehaltig mjäla (övre distalsedimentet).

Profiler med ovannämnda lagerföljd förekomma blott längst ut vid ackumulationsterrassens kant. Närmare stranden övergå såväl

det översta som det undre gyttjemjällagret i sand och grus och längre ut, utanför terrassens fot, saknas de sand- och gruslager, som mellanlagra de bägge gyttjemjälhorisonterna, varför dessa där ligga omedelbart på varandra (fig. 5).

Vid en närmare beskrivning av de olika i profilen förekommande sedimenten göres lämpligen början med den av grus, sand och gyttja bestående lagerkomplexen (undre proximalsedimentet) närmast ovanpå de glaciala avlagringarna.

Som nyss framhållits, består denna av långsträckta grus-, sand- och gyttjelager av växlande mäktighet, vilka småningom åt sidorna utkila, d. v. s. de ligga i form av stora linser på varandra. Gränserna mellan de olika lagren förlöpa stort sett parallellt och horisontellt. Gruset är ganska grovt, och finare material saknas nästan alldeles i detsamma. Gränserna mot såväl över- som underliggande gyttjelager förlöpa något oregelbundet, och ofta träffar man bollar av gyttja i gruslagret. »Currentbedding» har i detsamma ej iakttagits, ej heller har någon annan lagerstruktur kunnat konstateras. Ibland förefinnes dock inom ett och samma lager en sortering efter kornstorlek, så att det grövsta materialet är anrikat vid lagrets bas eller i dess mitt. Ofta är det underliggande gyttjelagret upprivet eller dess yta ojämnt fårad och småtaggig. I fördjupningarna i detsamma ligger då särskilt grovt grus. Det är av detta tydligt, att den finkorniga gyttjan ofta eroderats i samband med grusets avsättning.

Gyttjeränderna ligga endera enstaka, skilda åt av de grova grusbankarna eller ock flera tillsammans, mellanlagrade av fin sand eller mjäla. I gyttjan kunna urskiljas partier av högre och lägre halt av oorganisk material, fin mjäla och lera. Såväl i själva gyttjeränderna som i sanden mellan dem förekomma mer eller mindre långt utsträckta linser av anhopade, väl bibehållna växtrester, blad, pinnar, bark och barr. Ibland kan man iakttaga en upprepad växling mellan 0.5—1 *mm* tjocka, multnade växt-, mjäl- och sandränder. På så sätt uppkommer en struktur, påminnande om årsvarvigheten hos en del norrländska postglaciala fjordsediment. En noggrann undersökning ådagalägger emellertid snart, att likheten blott är skenbar. Såväl dessa diminutiva växt- som sandränder ligga i Arpojaure nämligen starkt linsformigt och uppvisa den allra största oregelbundenhet i sina lagringsförhållanden i övrigt.

I dessa undre grus- och sandlager saknas ibland gyttjeränderna och hela lagerkomplexen erhåller en annan facies. Den ersättes sålunda ofta av en flera meter mäktig sandavlagring, i vilken

vid vissa bestämda nivåer större stenar kunna vara anrikade i långt utsträckta lager. Ibland kan denna sand innehålla ett och annat föga mäktigt och föga utsträckt linsformigt lager av tämligen väl bevarade växtlämningar, bestående huvudsakligen av pinnar och barr. En ganska tydlig skiktning, bestående av en växellagring av grövre och finare material, förekommer på vissa ställen. Skikten ligga emellertid även här vid närmare granskning som långsträckta linser och oftast horisontellt, dock intaga de ibland ett ganska starkt stupande läge såväl in som ut från sjöns strand, bildande starkt begränsade syn- och antiklinaler.



Foto C. C:zon Caldenius.

Fig. 6. Skärning inom sjöbottnens nordvästra del utefter Arpojaurebäcken, visande den undre gyttjemjälan och det övre sand- och gruslagret.

Någon svårighet att skilja detta sediment, vilket liksom alla övriga minerala postglaciala bildningar inom Arpojaurebäckenet uppkommit genom en omlagring av issjösedimentet, från detta förefinnes icke. Issjösedimentet har i förhållande till de olika postglaciala sjöavlagringarna en betydligt större fasthet, dess material är väl sorterat, så att det — beroende på avståndet från isälvmynningen — å ett ställe består av en fullt homogen mjälavlagring, medan å ett annat en lika ensartad sand-, grus- eller rullstensackumulation föreligger (fig. 9). I mjälan förekommer en och annan cirka 2 *mm* tjock lerrand, som avsatts under vintern och sålunda begränsar det under året avsatta materialet. Större och mindre drivisblock ligga strödda här och var. Särskilt rikligt förekomma de strax ovan vinterränderna.

På denna nu närmare berörda lagerkomplex följer det sammanhängande gyttjehaltiga mjällagret (undre distalsedimentet) (fig. 6). Detta består å sina ställen i sin undre del nästan uteslutande av mjäla, vilken uppåt alltmera uppblandas av organiskt sediment, så att till slut en nästan ren gyttjeavlagring uppkommer. Den mellersta och övre delen innehåller strödda sandkorn i riklig mängd. Det råder intet tvivel, att detta lager är uppkom-



Foto C. C:zon Caldenius.

Fig. 7. Bilden visar lagerförhållandena inom det övre grus- och sandlagret samt dess övergång i den undre gyttjemälan. Foto från en av ravinerna inom västra strandterrassens mellersta del.

met på relativt djupt vatten, varför förefintligheten av sandkornen, som ibland samlas till långsträckta linser först föreföll något egendomlig. Å de glacifluviala bildningarna, som omgiva sjön, försiggår emellertid å vissa vegetationsfria områden en synnerligen kraftig vinderosion, och det torde vara delar av det därvid eroderade materialet, som representeras av de ovannämnda sandkornen.

Den avlagring (övre proximalsedimentet), som vilar på det nu beskrivna gyttjehaltiga mjällagret, är till sitt uppträdande fullt överensstämmande med den, som underlagrar detsamma. I många profiler saknas även här gyttjezonerna helt och hållet, och en täm-

ligen homogen sand- eller grusavlagring uppstår. Detta är fallet framför många av uddarna i sjön samt å ställen, där man har anledning misstänka, att en udde existerat vid ett lägre vattenstånd än det före katastrofen rådande. Å dessa ställen stupa sand- och gruslagren såväl utåt den forna sjön som in mot dess strand, och en genomskärning, sådan den gestaltar sig i en av de många ravinerna, visar att en tydlig vall, utsträckt i den nuvarande uddens längdriktning, förelegat.

I profiler, där grus och sandlager växellagra med gyttjelager, ligga de olika lagren horisontellt på varandra eller äga en bestämd stupning ut mot sjön (fig. 7). Ju starkare stupningen är, desto tydligare linsform äger lagret. De grövre gruskornen äro anrikade vid linsens undre spets, omedelbart ovan det ställe, där denna genom en zon av sand och mjäla med rikliga växtrester övergår i den underliggande gyttjemjälan. Såväl i de horisontella som i de starkt stupande lagren ha iakttagits strukturer påminnande om »currentbedding», men antagligen på grund av materialets stora kornstorlek och den transporterande strömmens svaghet har aldrig någon vacker dylik utbildats. Ofta övertvära lagren varandra, och någon gång synas delar av äldre lager inbäddade i närmast yngre. Vad gyttjerändernas utseende beträffar, gäller detsamma, som framhölls om dem i den underlagrande analoga lagerkomplexen. Allt tyder här liksom där på att ackumulationen ofta avbrutits av erosion. Det är följaktligen blott särskilt skyddade rester av den ursprungliga lagerserien, som bevarats. Överst i denna del av varje profil ligga lagren nästan undantagsvis horisontellt, men äro starkt vågiga (fig. 7). Erosionen synes ha spelat en mycket stor roll, då här oftare än annars avskurna och varandra övertvärande lager påträffas.

Närmast utanför stranderosionsterrassen bilda nu senast beskrivna lager ytan. Ett stycke ut å ackumulationsterrassen överlagras de emellertid av ett enhetligt, gyttjehaltigt mjällager (övre distalsedimentet) av samma beskaffenhet som det, vilket mellanlagrar de båda av huvudsakligen sand och grus bestående lagerkomplexen. På grund av den efter sjösänkningen starka deflationen är detta emellertid överallt ej bibehållet till sin ursprungliga mäktighet — på sina ställen är det helt borteroderat — utan här och var återstå blott enstaka deflationsvittnen (fig. 8).

De övriga strandterrassernas stratigrafi. Inom de övriga strandterrasserna bestå, såsom nämnts, ackumulationsterrasserna uteslutande av stranderosionssediment. I norr och öster äga ackumalationsterrasserna mindre bredd än erosionsterrasserna och i det nordöstra

hörnet saknas ackumulationsterrasserna alldeles. I söder och särskilt i sydost äro de åter tämligen väl utbildade. Avsaknaden av ackumulationsterrasser i sjöns nordöstra hörn liksom terrassens ringa storlek däromkring beror sannolikt, såsom ock AHLMANN framhållit, på att den förhärskande vindriktningen över sjön är nordväst-sydostlig, varigenom de därav alstrade strömmarna kunnat transportera material mot sydost utmed stranden. Den relativt stora bredden på ackumulationsterrassen i sjöns sydöstra hörn härrör sannolikt av på sådant sätt redeponerat stranderosionssediment.

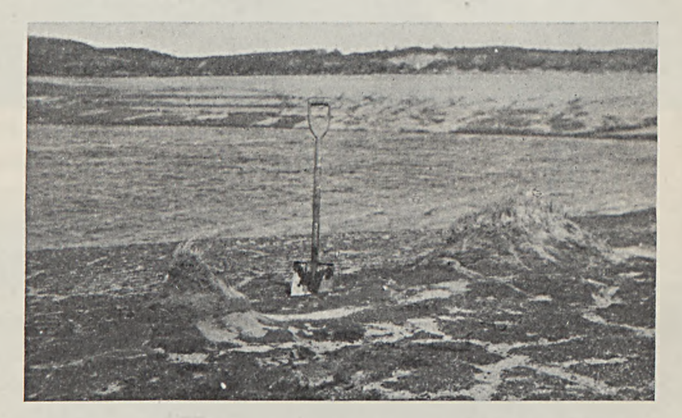


Foto C. C:zon Caldenius.

Fig. 8. Deflationsvittnen, bestående av det övre gyttjemjällagret. Foto från södra strandterrassen.

I sjöns sydvästra hörn, där Tältbäcken skurit sig ned genom strandterrassen, finnes en vacker profil blottad genom en ackumulationsterras av proximalt stranderosionssediment. Dess byggnad är följande (fig. 9 a och b, Pl. 71 sektion III).

På issjösedimentet och skilt från detsamma genom en anrikningszon av sten ligga starkt linsformade lager av växlande kornstorlek, mjäla, sand och grus och dessa lager stupa bågformigt ut mot sjön. De äro ofta avskurna och ligga delvis synnerligen oregelbundet. En och annan lins av växtfossil förekommer och består av barr, pinnar, grenar, kottar och starkt söndertrasade blad, tydande på upprepad omlagring, innan de kommit till slutlig vila.

En viss lagbundenhet i det sätt, på vilket materialets kornstorlek stort sett växlar inom detta rena vågerosionssediment tycks finnas, ty i alla de profiler, jag upptagit, ligger underst, direkt på

anrikningszonen på issjösedimentet, ett på olika ställen olika mäktigt lager av mjäla eller fin sand, sedan följer en stor lins av grov sand eller grus, därpå åter ett mjällager, som i sin tur åter täckes av grus. Sannolikast beror denna växellagring av finare och grövre material av samma orsaker som de, vilka framkallat



Fig. 9 a.

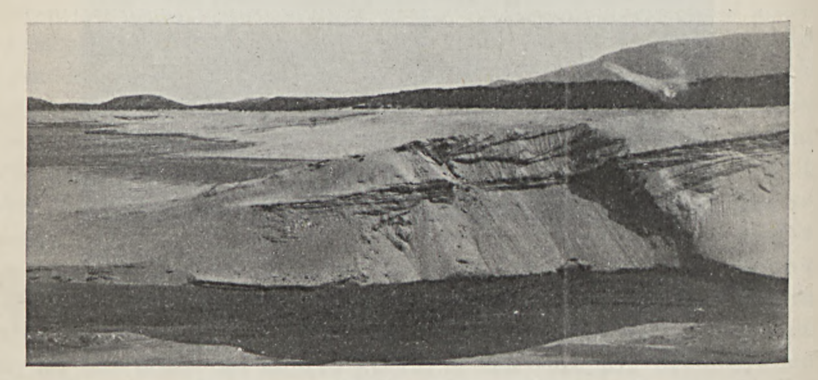


Fig. 9 b. Foto C. C:zon Caldenius.

Fig. 9 a och b. Erosions- (inskuren i issjösediment) och ackumulationsterrassen vid Tältbäcken. Gränsen mellan de postglaciala och de glaciala lagren synes tydligt å bilderna. Den undre bilden visar ganska tydligt lagerföljden hos ackumulationsterrassen. Foton mot öster.

samma växellagring inom den västra strandterrassen. Men möjligen äro grus- och sandlagren här att betrakta som stormskikt.

Där ackumulationsterrassen av vågerosionssediment inom sjön finnes utbildad, har den ungefär denna byggnad. THORE FRIES säger, att avlagringarna i Arpojaure bestå av ett »cirkelformigt delta». Ovan har framhållits att bäckdeltasediment blott förekommer inom sjöns nordvästra och sydvästra delar och att strandterrassen i övrigt uppbyggts genom vågerosionen.

Biogena sediment. Å trenne ställen inom Arpojaurebäckenet har det biogena sedimentet ansamlat sig i så riklig mängd, att verkliga torvlager uppkommit. I ett fall har torvlagret uppstått alloktont strax invid sjöns förutvarande vattenyta, i de andra fallen autoktont ifrån sjön, vid ett lägre vattenstånd än det näst sista, avsnörda bäcken.

Den alloktona torven eller drifttorven befinner sig invid sjöns nuvarande utlopp. I densamma är materialet väl sorterat, och består närmast stranden huvudsakligen av blad, medan utåt mot sjön en formlig barriär av stamdelar, bark, pinnar och kottar tyckes ha förelegat. Torven är icke fri från oorganiska inblandningar, särskilt är dess undre del ganska uppblandad med lera och sand, som ibland kan samla sig till verkliga lager.

De autoktona torvlagren utgöras, det ena av ett väl multnat cirka 1 *dm* tjockt torvlager dels under, dels innanför en lagunvall å sjöns södra strand, och det andra av en cirka 3 *dm* mäktig torvlins, inbäddad i de grusiga sjöbottenlagren i den nordliga delen av den västra strandterrassen.

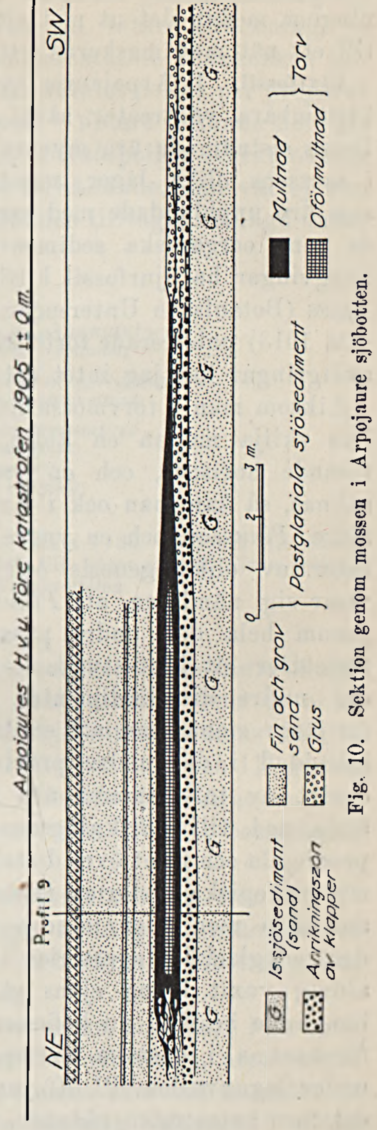


Fig. 10. Sektion genom mossen i Arpojaure sjöbotten.

Torven å detta sistnämnda ställe härleder sig från ett *caricetum amblystegiosum*, som till en början regelbundet synes ha översvämmats (fig. 10). Märken efter rothår, som trängt ned i den underlagrande sanden äro ännu tydligt skönjbara. I torvlagrets mitt förefinnes enligt R. Sandegren, som undersökt proven från torvlagret, ett fullständigt rent *amblystegium*. Mot torvlagrets övre gräns börja linsformade inlagringar av sand att spela en allt större roll, till dess de fullständigt dominera, och en ren cirka

1,75 *m* mäktig sandavlagring uppstår, som når ända upp till förutvarande sjöbotten. In mot sjöns strand utkilar torvlagret småningom, medan det ut mot sjön är tvärt avhugget och uppsplitsat till ett nät med maskorna utfyllda av inspolad sand (fig. 10.)

Växtfossil. I Arpojaures avlagringar förekomma särdeles rikligt bestämbara växtrester, såväl stamdelar, blad och frön som pollen. Dessa sistnämnda äro mycket väl bibehållna i gyttjeränderna samt i mossens olika lager, mindre väl i de partier av gyttjezonerna, som äro uppblandade med sand och lera, men förekomma ej alls i de rent oorganiska sedimenten. Med undantag av några skalbaggvingar ha djurfossil hittills ej anträffats. Till den av Thore Fries (Botanische Untersuchungen im nördlichsten Schweden, Upsala 1913) publicerade förteckningen över växtfossil från Arpojaures avlagringar har jag intet att tillägga.

Liksom man i torvmossarna inom björkregionen i övre Lappland kan skilja mellan en äldre, makroskopiska lämningar av *Pinus* förande horisont, och en yngre, där dylika lämningar av *Pinus* saknas, så kan man ock i Arpojaures avlagringar skilja mellan en äldre *Pinus*zon och en yngre *Betula*zon och sålunda parallellisera lager av olika genesis och olika petrografiska karaktär. Det visar sig nämligen, att *Pinus silvestris* förekommer makroskopisk genom hela den undre proximala lagerserien, samt att den även fortsätter ett litet stycke — olika högt på olika lokaler — upp i det undre distalsedimentet. Beträffande dessa *Pinus*lämningar förtjänar omnämnas, att en 12 *m* lång, rakvuxen tallstam anträffats inbäddad i det undre proximala sedimentet, och att lämningar i övrigt av tallstammar äro ganska vanliga inom detta sediment, ända ned till anrikningszonen mot issjösedimentet. I det övre proximala och i det övre distala sedimentet saknas emellertid dylika makroskopiska rester av *Pinus* helt och hållet. Pollen av densamma anträffas mer eller mindre rikligt i gyttjeränderna genom hela den postglaciala lagerserien i sjön. Men då pollen av *Picea*, som aldrig vuxit kring sjöns stränder, och vars närmaste sammanhängande bestånd nu befinner sig cirka 6 mil från Arpojaure, även förekomma i enstaka exemplar dels å södra stranden i torven under lagunvallen (Pl. 70), uppkastad vid ett högre vattenstånd än det före katastrofen rådande, dels i övre delarna av det övre distalsedimentet, får tydligen av dessa pollenfynd ej dragas några slutsatser beträffande dessa växters uppträdande å platsen eller i dess närhet.

I detta sammanhang bör omnämnas en liten detalj från den av Sandegren utförda pollenundersökningen av mossens olika lager.

Mossens ytlager äro ganska starkt multnade. Medelst olika tät sträckning har å fig. 11, som visar en profil genom mosslagren, sökt åskådliggöras förmultningsgraden (ju tätare sträckning, ju större förmultningsgrad). När jag sammanställde SANDEGRENS pollenuppgifter, visade det sig, att största antalet pollen per preparat förefanns i den mest multnade torven. Vidare befanns det, att antalet *Pinus*pollen i förhållande till *Betula*pollen starkt ökades från mossens bas mot dess yta, ett förhållande, som väl ej kan förklaras på annat sätt än att *Pinus*stånden tilltagit i mängd under den tid, som mossen existerade.

96	84,5 %	*Carex-Sphagnumtorv* (tämligen multnad)
40⅓ 26⅓	81,5 % 36,4 %	*Carex-Amblystegiumtorv* (nästan oförmultnad)
50⅔	10,2 %	*Amblystegiumtorv* (oförmultnad)
89	12,8 %	*Carextorv* (väl multnad)

Fig. 11. Profil genom mossen inom Arpojaure. Skala 1 : 20. Siffrorna till vänster angiva antalet pollen per preparat, procenttalet till höger antalet *Pinus*-pollen i förhållande till antalet *Betula*-pollen.

Beskrivning av tre detaljerat undersökta sektioner inom västra strandterrassen. För att en god överblick skall erhållas över de olika bildningar, som uppbygga Arpojaures sjöbotten, lämnas här en beskrivning av trenne representativa sektioner I, II och III genom västra strandterrassen, visande dess utseende från stranden före tappningen och fram till närheten av restsjön (Pl. 71; beträffande läget se Pl. 70).

Den första av dessa, sektion I, förlöper stort sett från NNW-SSE, innerst från den forna mynningen av Arpojaurebäcken ned mot dess nuvarande utlopp och utefter den ravin i sjöbottnen, som bäcken efter katastrofen utskurit åt sig.

Underst vila issjösediment och rullstensgrus, som dock icke ännu överallt i ravinens sidor blottlagts av bäckerosionen, utan döljas genom den anrikningszon av grova stenar, som vid katastrofen uppkom i ravinens botten. På detta glaciala sediment, i vilket hittills blott blad av *Betula nana* av THORE FRIES anträffats, vilar det postglaciala undre, proximala sedimentet, vilket ej överallt är omedelbart tillgängligt för iakttagelser, men som i regel kan nås genom mindre grävningar. Vid B bildar detta sediment, som innehåller makroskopiska rester av *Pinus*, en vallformad, ren sandav-

lagring, vars lager uppåt tilltaga i mäktighet samt vinna allt större utsträckning i riktning utåt sjön. Det synes mig sannolikt, att vid B föreligger en strandsporre och framhållas bör, att dennas lager äro avskurna av sjöbottenytan. Det undre proximalsedimentet överlagras av det undre distalsedimentet, som genom den höga strandsporren vid B uppdelas i tvenne partier, varav det innanför strandsporren belägna når en rätt avsevärd mäktighet, cirka 0,75 à 1 *m*, medan det utanför densamma är tunnare, från strandsporren småningom ökar i tjocklek och blir högst 0.4 *m* tjockt. Såvitt jag kunnat iakttaga, förefinnes hos distalsedimentet intet, som tyder på att det under någon tid legat fullständigt torrt. Dess relativt stora mäktighet innanför strandsporren visar, att i den instängda vik, sjön här bildat, rått rätt ostörda sedimentationsförhållanden. Genom den barriär, som strandsporren vid B bildade, torde viken varit skyddad mot vågorna utifrån sjön. Det övre proximalsedimentet bildar vid C och D vallar av strandsporrenatur. Dessa vila dock, till skillnad mot den vid B, diskordant på det undre distalsedimentet. Strandsporrarna vid C och D torde alltså utbildats först sedan större delen av det undre distalsedimentet avsatts. I de växtlager, som finnas inbäddade i desamma, liksom ock i större delen av det dem underlagrande distalsedimentet saknas makroskopiska rester av *Pinus*. Vid dessa strandsporrars utbildning torde de bägge invid dem utmynnande bäckarna ha spelat en viss roll. Strandsporrarnas lager äro avskurna av sjöbottnens yta, ett fenomen, som möjligen kunnat uppkomma genom erosion av krönet, och vilket i sådant fall kan utvisa en kanske ännu före tappningen pågående sänkning av vattenståndet.

Den andra sektionen, sektion II, framgår från ändpunkten av ravinen närmast NW om Tältbäckens ravin och ut mot nuvarande restsjön.

Vid tappningen har här en sekundär erosionsterrass utbildats, när vattnet sögs ut från sjöbottnen och på denna terrassyta därvid avlagrade en del katastrofmaterial. Rekonstruerad skulle sjöbottnen ha det utseende, som bilden visar. Vi möta i denna sektions undre parti samma avlagringar, som vi känna från sektion I, med det tillägget, att här på några ställen även moränen sticker fram under och emellan de rester av issjösediment, som här och var finnas. På issjösedimentet följer anrikningszonen av små stenar, och på detta vilar sedan det postglaciala undre proximala sedimentet, överlagrat av det undre distala sedimentet. I dessa förekomma som i sektion I makroskopiska rester av *Pinus* med undantag för distalsedimentets övre del. Vid A äro de proximala

lagren avsatta koncentriskt kring en kärna av sand, en form, som blott kan förklaras genom antagandet, att en strandsporre här en gång existerat. Denna kan ha bildats under en stigande vattenyta, emedan dess översta lager konkordant äro täckta av distalsedimentet. Mot stranden övergår distalsedimentet småningom i de övre proximala lagren, som i starkt stupande linser ut mot sjön överlagra detsamma fram till ackumulationsterrassens brant. Ytan täckes, utom närmast stranden, av ett tunt, vinderoderat täcke av det övre distalsedimentet.



Foto C. C:zon Caldenius.

Fig. 12. Skärning genom västra strandterrassen utmed en av bäckravinerna inom terrassens mellersta del. Längst till vänster å fotografien synes issjösedimentet (sand med mjäl- och lerränder, genomsatta av förkastningar). som utåt (åt höger) överlagras av det undre proximalsedimentet (sand). Detta täckes av det undre och det övre distalsedimentet (gyttjemjälor), vilka innanför terrassbranten övergå i det övre proximalsedimentet (grus med gyttjeränder). Foto mot norr.

Innan vi söka tyda det övre proximala sedimentets bildningssätt i denna sektion, skola vi först kasta en blick på ännu en sektion, sektion III, lagd utefter Tältbäcken, från stranden ut till restsjön. Denna sektion skiljer sig ganska mycket från de tvenne förut beskrivna. Den sönderfaller i 3 huvuddelar: närmast intill stranden ligger det undre, makroskopisk *Pinus* förande, proximala sedimentet omedelbart på morän och når här ända upp till ytan. Vid A överlagras moränen av issjösediment, som når ända upp till sjöbottnens yta, från vilket det blott skiljes genom en anrikningszon av sten. Vid C täckes det av en i sin undre del makroskopisk *Pinus* förande avlagring, vars lager svagt bågformigt stupa ut mot sjön och i denna riktning även tilltaga i mäktighet. *Pinus*lämningarna upphöra cirka 1,5 *m* under sjöbottnen. Detta sediment måste tydligen på grund av sitt läge vara bildat uteslutande genom vågerosionens verksamhet.

För att en sektion av detta utseende skall kunna uppkomma är det tydligt, att issjösedimentet i sektionens mitt en gång såsom en udde, utskjutande från stranden E om bäcken, måste stuckit upp över sjöns vattenyta. Bäckens mynning måste sålunda ha vandrat från N mot S och inom det område, som å kartan (Pl. 70) betecknats med sned sträckning. Sjöbottnen uppbygges där av det övre och det undre proximala sedimentet, vilka vid profilerna 48 och 50 (Pl. 71, sektion II) mellanlagras av distalsediment, medan vid profil 1 (Pl. 71, sektion III) blott det undre proximala sedimentet förekommer.

Det har i det föregående framhållits, hurusom vid det proximala sedimentets avsättning erosion och ackumulation växlat, samt att någon vackert utbildad strömlagring icke iakttagits. På grund av det läge, detta sediment i dessa profiler intager, är det emellertid omöjligt, att detsamma — som man annars av dess byggnad skulle vilja förmoda — framgått uteslutande genom vågerosionens verksamhet. Det har sannolikt vid dess bildning rått en intim samverkan mellan de strömmar, bäcken orsakade vid sitt utlopp i sjön och de, som uppstodo genom vågrörelsen. Medan de förra huvudsakligen tillfört material, ha de senare upprepade gånger omlagrat detsamma, till dess det slutligen befann sig på så djupt vatten, att strömmarna voro för svaga att föra det vidare. På samma sätt torde också en stor del av det i sektion I förekommande proximala sedimentet ha uppstått.

I samtliga de nu nämnda sektionerna förekomma utanför ackumulationsbranten lager, som ligga ungefär i nivå med nuvarande restsjön, och som avsatts vid katastrofen 1905. De fortsättas omedelbart av de sediment, som nu genom bäckarnas och böljeslagens gemensamma arbete bildas i restsjön. Deras yta utgör W om restsjön en tämligen plan slätt, som där vid katastrofen nedskurits i sjöbottnen, av vilken enstaka rester höja sig över densamma. Sektion III går närmast restsjön genom den största av dessa rester. Det visar sig, att distalsedimentet även på denna låga nivå underlagras av proximalsediment. Några fossil ha visserligen icke anträffats, men de sand- och gruslager, som här ligga i långsträckta linser, ha precis samma utseende som de, som ligga omedelbart ovan anrikningszonen på issjösedimentet i högre belägna profiler. Lagren ligga i allmänhet horisontellt, och det synes mig vara sannolikt, att de en gång bildats på samma sätt som de lager, vilka nu uppbyggas runtom dem. Deras närvaro på denna nivå och i detta öppna läge långt ute på den plana sjöbottnen synes mig knappast kunna tydas på annat sätt, än att Arpojaures vatten-

stånd en gång kan ha stått minst ungefär så lågt som nuvarande restsjöns.

Kort sammanfattning av stratigrafien inom Arpojaures sjöbotten. De postglaciala sedimenten, vilka sammansättas av proximalt och distalt bäckdelta- och stranderosionssediment samt terrigena biogena sediment skiljas från de underlagrande glacifluviala lagren medelst en anrikningszon av klapper. Inom västra strandterrassen utgöras de proximala sedimenten av bäckdeltasediment och stranderosionssediment, medan inom övriga strandterrasser det proximalt avsatta materialet består blott av stranderosionssediment. De proximala sedimenten utgöras av på varandra liggande långsträckta, linsformade lager av sand och grus, med tunna band av finkornigare material, lera och mjäla. Det finkornigare materialet har ibland inom det proximala bäckdeltasedimentet så stark halt av organiska ämnen, att rena gyttjeavsättningar föreligga. Även inom det proximala stranderosionssedimentet förekomma inlagringar av organiska lämningar, men mycket sparsamt och i form av driftlager, bestående av anhopade barkflagor, grendelar, barr och blad. Inom den västra strandterrassen kan man skilja mellan ett undre och ett övre proximalsediment, mellan vilka inskjuter sig en enhetlig zon av mjäla och lera med gyttjeband, det undre distalsedimentet, vilket når sin största mäktighet vid foten av ackumulationsterrassen och sedan fortsätter med avtagande tjocklek ut över de djupare belägna delarna av sjöbottnen. Här överlagras det omedelbart av ett lika beskaffat sediment, det övre distalsedimentet, som även å sina ställen kan följas uppför branten på ackumulationsterrassen, vars kant och yta det täcker ett gott stycke fram mot erosionsterrassen. På grund av den efter sjötappningen starka vinderosionen är emellertid dess ursprungliga gräns in mot stranden svår att fastställa. Den framgår nu på ett avstånd av 30—40 *m* från högvattenmärket. Även inom de övriga strandackumulationsterrasserna kan man spåra en liknande lagerföljd som den västra strandterrassens, ehuru ej så tydligt utvecklad som därstädes.

Makroskopiska rester av *Pinus silvestris* finnas i det undre proximal- och den understa delen av det undre distalsedimentet, men saknas inom det övre proximal- och det övre distalsedimentet.

Vattenståndets växlingar i Arpojaure.

Det är a priori tydligt — genom förekomsten av terrigena bildningar in situ, 1,75 *m* under sjöbottnens yta — att vattenytan i

Arpojaure undergått förskjutningar, under det att sjöbottnen uppbyggts. Det närmare fastställandet och begränsandet av dessa vattenytans oscillationer erbjuder emellertid svårigheter.

Då man sålunda söker avgöra frågan angående den lägsta nivå, till vilken vattenståndet i sjön sjunkit, får man ej bortse från de olika förhållanden, under vilka vågerosionen under olika perioder av sjöns tillvaro arbetat. Till en början, innan ännu vegetationen bundit de sjön omgivande glacifluviala sedimentens yta, och innan ännu ett stranderosionshak utskurits till nämnvärd bredd, bör erosionen ha försiggått betydligt lättare än senare. Särskilt av den sistnämnda anledningen bör grövre material till en början ha transporterats längre ut i sjön än senare.

Vidare är att beakta, att lager av finare material kunna överlagra lagerkomplex av grövre material av den orsaken, att ackumulationsterrassen utbyggts, till mättnad. Den västra strandterrassens stora bredd och dess yttäcke av distalsediment karakterisera denna terrass såsom »mättad».

Enbart växellagringen av distalsediment och proximalsediment är således ej avgörande för frågan angående vattenståndsoscillationerna.

Det undre proximalsedimentets överlagring av det undre distalsedimentet kan emellertid ej förklaras annat än genom en stigning av sjöns vattenstånd. Denna stigning tillhör en senare tid än den sänkning, under vilken mossen inom sjöns nordvästra del uppstått (i övre delen av det undre distalsedimentet saknas *Pinus*lämningarna, medan mosslagren rikligt innehålla dylika). Med stöd härav kan man sluta, att sjöns vattenståndsväxlingar måste ha skett på följande sätt. Sedan sjön avsnördes ur det isdämda sjösystem, som upptog den västra delen av Köngämäälvens dal, sjönk vattenytan, till dess den nådde en nivå, som kan ha varit lägre än den nuvarande restsjöns (lägre än c:a — 15 *m*, därvid sjöns strandlinje före katastrofen 1905 räknas såsom ± 0 *m*). Tidsavsnittet, då detta låga vattenstånd rådde inom sjön, benämnes i fortsättningen »torrperioden». Möjligen var sjön helt uttorkad. Därefter ökades dess vattenmängd ånyo, och allteftersom vattenytan höjde sig, dels översvämmades, dels eroderades de fastlandsbildningar, som under torrperioden i form av mossar etc. uppstått i mindre depressioner å den forna sjöbottnen. Sedan sjöns yta nått en nivå något högre än den före katastrofen år 1905 rådande, sjönk den ned till denna, för att sedan i ett slag genom denna ödesdigra händelse sänkas ned till den nuvarande. Detta någon gång före 1905 rådande högre vattenstånd utmärkes av den förut omnämnda lagunvallen

(krön vid + 1,3 *m*)[1] på torv, som under vallen innehåller pollen av *Pinus* och *Picea*, och även av det väl markerade stranderosionshaket vid + 0,8 *m*.

AHLMANN anser detta erosionshak markera ett vattenstånd, som skulle förekommit före torrperiodens låga vattenstånd, och såsom skäl härför anför han, dels att erosionshaket nu är försett med träd- och buskvegetation, dels att de av honom mellan sjöns strandlinje och restsjöns vattenyta å östra terrassbranten uppmätta erosionshaken i annat fall borde varit täckta med senare éroderat material. Jag har ehuru med tvekan tidigare accepterat denna uppfattning, men det förefaller mig nu, att denna icke kan upprätthållas.

Strandhaket täckes visserligen av träd och buskar, något gräs etc. men skiljer sig i övrigt, vad vegetationen beträffar, avsevärt från området ovan detsamma. Skillnaden är dock ej större, än att ett antagande att den betingas av extrema högvatten under perioden närmast före tappningen synes mig sannolikt.

De av AHLMANN beskrivna strandlinjerna ned till restsjöns nivå å östra strandterrassen synas även mig tala för, att sjöns vattenstånd en gång varit ungefär så lågt som restsjöns. Emellertid förefaller mig deras uterodering kunna ha skett i samband med vattenståndet ± 0 *m*. Såsom av AHLMANNS fig. 5 rätt tydligt framgår och av honom å strandprofilen fig. 4 A (G. F. F., Bd 36, H. 6, 1914) schematiskt angivits, äro dessa strandlinjer markerade genom obetydliga hak å stranderosionsterrassens brant. Såväl stranderosionsplanet, vars bredd uppgår till 10 à 20 *m*, som dessa diminutiva erosionshak äro utskurna i grov rullstensklapper, mellan vilka allt finare material bortspolats. Som förklaring till den ringa erosion, varom terrassbrantens erosionshak synas mig bära vittne, får man enligt mitt förmenande antaga. endera att de utbildats under en hastig strandförskjutning, eller ock att de utskurits i samband med stranderosionsplanets uterodering. Det förhållandet, att dessa erosionshak bevarats och ej täckts av sediment, synes mig kunna förklaras enbart av de strömförhållanden, som rått inom denna del av sjön, och vilka tidigare vidrörts.

AHLMANN betonar, att större delen av stranderosionsterrassen inom sjöns norra, östra och södra delar måste ha uteroderats före torrperiodens låga vattenstånd. Detta är möjligen fallet, men några säkra hållpunkter för att avgöra, huru stor del av strand-

[1] Undre och inre (den mot sjön vettande) delen av denna lagunvall torde säkert vara en strandvall, medan övre och yttre delen enligt mitt förmenande väsentligen torde utgöra en dynbildning.

erosionshaket, som utskurits före och efter torrperiodens lägsta vattenstånd, finnas ej. Av vad jag ovan framhållit beträffande tiden för + 0,8 *m* erosionshakets uppkomst framgår, att jag måste anse, att förhållandet mellan de under dessa olika tider uteroderade delarnas storlek gestaltar sig på annat sätt än vad AHLMANN antagit och åskådliggjort å sin fig. 4 (G. F. F., Bd 36, H. 6, 1914).

Avlagringarna från tiden före torrperioden ha till större delen förstörts genom senare omlagring. Möjliga rester av desamma äro de ytterst obetydliga sand- och gruslager, vilka medelst anrikningszoner av klapper skiljas ej blott från underlagrande distala

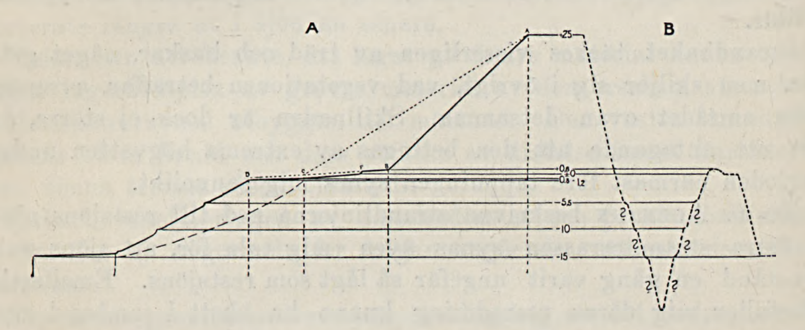


Fig. 13. A. schematisk sektion över östra stranderosionsterrassen och B. schematisk framställning av vattenståndets växlingar i Arpojaure (delvis efter H. W:son Ahlmann).

issjösediment utan ock från överlagrande proximala lakustrina sediment med gyttjeränder. Av storleken av dessa sedimentrester kan man följaktligen ej sluta sig till den föregående erosionens storlek. Den yngre delen (efter torrperiodens minimivattenstånd) av de av uteslutande stranderosionssediment bestående ackumulationsterrasserna vid sjöns norra och södra sidor synas enligt de uppskattningar, som kunnat göras i skärningen vid Tältbäcken etc., kunna beräknas till högst $^1/_3$ av erosionshakets storlek. Detta värde är naturligtvis mycket osäkert, men lämnar ju en antydan om, att ett icke oväsentligt erosionsarbete bör ha skett efter den egentliga torrperioden. Tilläggas kan, att de undre, makroskopiska lämningar av *Pinus* förande lagren enligt de beräkningar, som med stöd av förefintliga mätningar kunnat göras, upptaga mindre än $^1/_3$ av dessa yngre ackumulationsterrasser, varför huvudparten av nyssnämnda erosionsarbete bör ha skett i sen tid och sannolikt vid utskärandet av + 0.8 *m* erosionshaket.

Huru sänkningen av sjöns vattenyta tillgått, sedan isoleringen från Köngämädalens issjö skett, har ej ännu kunnat utredas, och

ej heller har den nivå fastställts, när denna isolering var verkställd och utloppets nederodering började. Under torrperioden var sjön emellertid avloppslös.

Beträffande beskaffenheten av sjöns avlopp, sådant det gestaltade sig före år 1905, förtjänar följande att framhållas. Avloppsrännan är nära sjöns sydöstra hörn inskuren i den glacifluviala grusbarrieren, och avloppsrännans väggar bestå av stora rullstenar, mellan vilka allt finare material är bortspolat. Sannolikt har avloppet relativt hastigt nederoderats till den nivå och erhållit den gestaltning, det nu innehar. Ett förhållande, som synes mig tyda härpå, är, att den utvidgning, som förefinnes i avloppsrännan strax utanför sjön, icke av strömmen blivit helt igenfylld med material.

Geokronologiska bestämningar.

Någon uppskattning av den tidslängd, under vilken de olika vattenstånden rått, har icke genom den stratigrafiska lika litet som genom den morfologiska undersökningen varit möjlig att göra.

Thore Fries har trott sig kunna urskilja årsvarv inom Arpojaureavlagringarna. I en av sina uppsatser i Upsala-Bulletinen har han närmare beskrivit desamma såsom bestående av med varandra växlande *mm* tunna eller ännu tunnare lager av multnade växt-, blad-, barr- och gyttjeränder och ler-, mjäl- eller sandränder. Han uppfattar den organiska delen av »varvet» såsom avsatt under sommaren, medan det oorganiska materialet skulle ha transporterats fram under vintern. Han har i olika profiler av den del av avlagringarna, som föra *Pinus*, sannolikt makroskopisk *Pinus*, gjort enstaka skikträkningar (G. F. F. Bd 33). Med stöd av dessa har han uppskattat den tid, som åtgått för lagrens avsättning. Han har på detta sätt för postglacialtiden i Arpojaure erhållit en längd av cirka 7 000 år.

I den framställning, som jag ovan givit av uppkomsten och byggnaden av sedimenten i Arpojaure, har framhållits, hurusom erosion ofta växlat med ackumulation. Den i varje profil nu blottlagda lagerserien är blott rester av den ursprungliga, och de enstaka lagren ha i allmänhet en starkt begränsad längdutsträckning samt en starkt linsformad gestaltning. Ett försök att där genomföra kronologiska mätningar är därför dömt att misslyckas eller måste åtminstone stöta på oerhörda svårigheter.

Ett årsvarv fordrar, att en viss med året växlande periodicitet gör sig gällande i det avsatta slammet. I de vid inlandsisens avsmältning bildade avlagringarna uppkom denna genom den stora

skillnaden i strömstyrkan hos isälvarna under sommaren och vintern. Då isälvarnas tillflöden utgjordes av smältvattnet från inlandsisens yta, voro de troligen under en del av den kallare årstiden helt utsinade.

I de hittills undersökta postglaciala sedimenten, fjord- och älvsjöavlagringarna i de norrländska dalgångarna, är årsvarvigheten ej så utpräglad som i de där tidigare avsatta glacialsedimenten, till

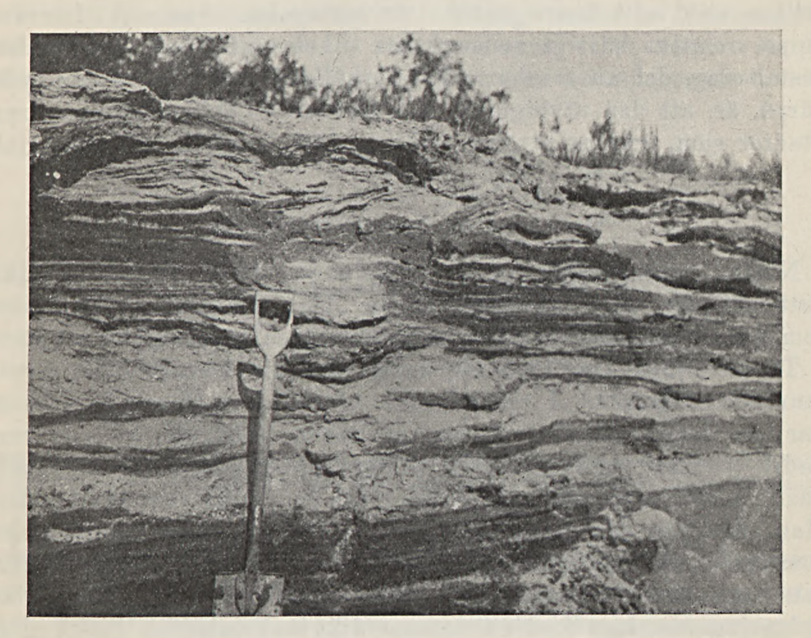


Foto C. C:zon Caldenius.

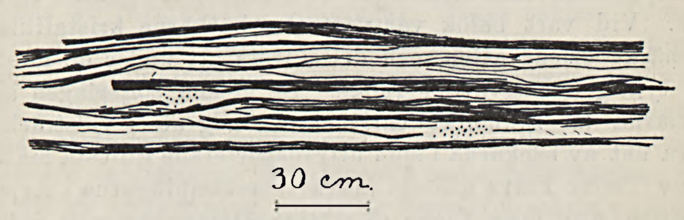
Fig. 14. Gyttje- och gruslagrens förhållande till varandra. Skärning vid Arpojaurebäcken.

följd av att skillnaden i strömstyrka under vinter och sommar ej nådde samma storlek som under isavsmältningstiden.

Arpojaures tillflöden utgöras av tvenne små bäckar, Arpojaurebäcken och Tältbäcken. Under de olika klimatperioderna i postglacial tid ha dessa nog uppvisat rätt olika vattenföring. För närvarande föra de liksom de flesta fjällbäckar vid snösmältningen om våren mycket vatten, brusa då fram med stor strömstyrka, medan de mot slutet av sommaren nästan helt utsina. Genom växlingarna i deras vattenföring borde alltså kunna åstadkommas en ganska vacker periodicitet i det av dem avsatta sedimentet. En sådan förefinnes dock icke i Arpojaureavlagringarna. Granska vi, för

att ytterligare bestyrka detta, t. ex. vidstående bild (fig. 14) från en profil vid Arpojaurebäcken, så finna vi 1 *cm*—1 *dm* tjocka lager av sand och grus växellagrande med gyttjelager (se även fig. 15). Någon övergångszon av finkornigt sediment mellan gyttjan och sanden eller gruset existerar icke, utan den förra ligger såsom ett olika mäktigt täcke på de senare, ibland tydligt utfyllande hålrummen mellan stenarna på ställen, där grusranden består av särskilt grovt material.

Följer man grusränderna och gyttjeränderna, utkila de snart, ligga sålunda, som förut uttryckligen betonats, långsträckt linsformigt. Såsom det synnerligen vackert synes å bilderna, har erosionen farit mycket illa fram med gyttjeränderna, som ofta äro avskurna eller blott bibehållna i stumpar. Ibland träffas rester av



del. C. C:zon Caldenius.

Fig. 15. Detalj visande pseudo-årsvarv, bestående av gyttje- och torvskikt (svarta linjer), mellanlagrade av sand (utan beteckning) och grus (punkterat).

dem, som förut framhållits, såsom rundade bollar i gruslagren. Vid närmare påseende låta gyttjeränderna dela upp sig i skikt av olika halt av organiskt och oorganiskt material, rena torvskikt och rena ler-, mjäl-, sand och grusskikt. Dessa skikt ligga långsträckt linsformigt inom samma gyttjerand. Torvskikten bilda ibland snedställda små lager, ytterst litet uthålliga i längd, som stupa med eller mot varandra.

Det finnes enligt min mening intet, som talar för, att dessa linsformade lager av grus och gyttja eller enstaka skikt inom desamma äro årsvarv. Fastmer synes mig undersökningen ha visat, att de blott representera mer eller mindre tillfälliga ändringar i riktningen hos den dem avlagrande strömmen. Gruslagrens natur av bankar är ju genom deras linsform faktiskt konstaterad. Det är tydligt, att det under vårflödet relativt hastigt bildas en grusbank av stor mäktighet, medan däremot ett gyttjelager av mycket liten tjocklek bör behöva synnerligen lång tid för sin bildning. Det är sannolikt, att de flesta i Arpojaureavlagringarna förekommande gruslagren avlagrats på grunt vatten. Då de följaktligen ganska hastigt nådde upp i

närheten av vattenytan, kunde de jämförelsevis snart verka avlänkande på riktningen av strömmen, som nu på ett nytt ställe började bygga upp en ny grusbank. Vid under årets lopp inträffade, smärre fluktuationer i vattenståndet vid nästa vårflöde eller vid inverkan av kraftiga böljeslag, bör erosion ha skett å de av bäckströmmen uppbyggda grusbankarna och det i lä bakom dem avsatta gyttjehaltiga sedimentet.

Att sedimenteringen i Arpojaure haft det förlopp, som jag ovan skildrat, beror nog på flera orsaker. Tillflödena äro relativt små, och trots deras vattenrikedom om våren torde deras strömstyrka blott vara mäktig att transportera ut det medförda materialet ett kort stycke i sjön. Tillgången på material av finare kornstorlek har varit ytterst ringa, då Arpojaure, som förut framhållits, omgives av glacifluviala bildningar av i allmänhet ganska stor kornstorlek. Vid vårt besök var vattnet i bäckarna kristallklart och ett utmärkt dricksvatten, och detta trots att under de första veckorna tydligen högvatten rådde. De genom böljeslagen alstrade strömmarna ha sannolikt varit starka nog att i vidsträckt mått omlagra det av bäckarna i sjön uttransporterade grövsta materialet.

De av Thore Fries utförda årsvarvsbestämningarna i Arpojauresedimenten äro följaktligen ej riktiga. Granskar man vidare det sätt, på vilket han utfört åldersbestämningen av Arpojaureavlagringarna, så skall man finna, att han tagit vissa c:a *cm*-tjocka partier i en profil, där skikten varit c:a *mm*-tjocka, d. v. s. det måste ha varit i en gyttjerand, och i dessa partier har han räknat ut de där befintliga skiktens medelmäktighet och sedan, under förutsättning att skikten varit årsskikt, bestämt det antal år, som åtgått till bildande av en lagerserie av profilens mäktighet. Då i densamma ingå mäktiga gruslager, som kanske bildats under ett enda år eller under en enda storm, är det tydligt, att om också de räknade skikten varit årsvarv, så lämnar dock den därpå grundade kronologien mycket övrigt att önska.

Såväl från tiden för vattenytans stigning som från den sista perioden föreligga mäktiga avlagringar, men då de delvis äro av något olika natur, och då bildningshastigheten även för avlagringar med samma genesis torde växla högst betydligt, har man icke rättighet att av deras relativa mäktighet draga någon som helst slutsats i kronologiskt hänseende. Det enda sediment, vars avsättningshastighet — stort sett — möjligen varit oberoende av variationerna i de avlagrade strömmarnas styrka, är distalsedimentet. Men då skikten även inom detta ligga långsträckt linsformigt, undandrager sig detsamma dock all kronologisk undersökning.

Klimatiska förhållanden.

Thore Fries framhåller, att han icke genom sina undersökningar över torvmossarna i Torne lappmark lyckats att där skilja lager från den subboreala tiden från den atlantiska tiden, utan att han sammanfattat de avlagringar, som han anser bildade under dessa tidsavsnitt, under benämningen lager från skogsperioden. I förbigående må nämnas, att han betonar, att han i Arpojaures avlagringar ej funnit något, som tyder på variationer i sjöns vattenstånd.

De i Torne lappmark av Thore Fries undersökta mossarna uppbyggas i sin undre del av lager av limniskt eller telmatiskt ursprung. Dessa lager överlagras av terrestiska, vilka i sin tur åter täckas av telmatiska bildningar. *Pinus* saknas i dessa senare, men förekommer rikligt i de båda förra. De undre limniska och telmatiska bildningarna få icke utan vidare tydas som avsatta under en period med större nederbörd än den, då de överlagrande, terrestiska bildningarna uppkommo. Det är ju tydligt, att i varje vid tiden för inlandsisens försvinnande vattenfyllt bäcken, vilket utsattes för en igenväxning, en dylik lagerföljd måste uppkomma. Undersökningen av Arpojaures sediment bestyrker de resultat, man redan genom studiet av torvmossarna vunnit.

Vid bedömandet av orsakerna till den vattenminskning i sjön, som resulterade i sjöns till synes fullständiga uttorkning, får man naturligtvis ej bortse från den möjlighet till sänkning av vattenståndet, som ligger i utsilning av sjöns vatten genom de dämmande glacifluviala avlagringarna, till dess porerna i dessa tilltäppts. Sjöns uttorkning sammanfaller emellertid till tiden med tallens förekomst kring sjöns stränder och visar sig sålunda stå i samband med de klimatförhållanden, som enligt A. Gavelin,[1] Thore Fries och andra i atlantisk-subboreal tid tilläto trädgränsens höga läge. Då därtill stigningen av sjöns vattenstånd till tiden visar sig sammanfalla med det klimatomslag, som tvingade ned barrskogsgränsen till så låg nivå, att de kring sjön växande tallarna utdogo, synes man vara berättigad att anse huvudsakligen klimatologiska orsaker hava åstadkommit vattenytans sänkning och därefter följande stigning. Det torde sålunda vara tydligt, att den subboreala perioden inom Arpojaure kännetecknas av torr-

[1] A. Gavelin: Om trädgränsernas nedgång i de svenska fjälltrakterna. Skogsvårdsför. Tidskrift. Fackuppsatser 1909.
» Trädgränsförskjutningar inom Kamajokks vattenområde. S. G. U., ser. C, N:o 227.

perioden inom sjön samt den subatlantiska perioden av den därpå följande stigningen av vattenståndet. Därunder utdör den kring sjöns stränder växande *Pinus*. I tidig subatlantisk tid var vattenståndet — som bl. a. den på torv ovan den sista strandlinjen liggande lagunvallen visar — högre än det, som rådde under tiden före katastrofen 1905.

Beträffande tidpunkten för inlandsisens avsmältning från Arpojaure kunna några bestämda slutsatser ej dragas av det föreliggande undersökningsmaterialet. En antydan om, att klimatet redan då var ganska milt, finnes dock.

Skiktbyggnaden hos issjösedimentet, som underlagrar Arpojaure-avlagringarna, visar nämligen, att det avsatts synnerligen hastigt, samt att något större uppehåll i sedimentationen under vintern icke ägt rum. Distalsedimentet består nästan uteslutande av mäktiga varv av mjäla och finsand, där årsvarvsgränserna utgöras av cirka 2 *mm* tjocka lerränder, som ibland äro ganska svåra att urskilja, och som icke, särskilt nedåt, äro nämnvärt skarpt avgränsade. På grund härav har sannolikt något större uppehåll i sedimentationen ej skett, varför vintrarna böra ha varit relativt blida.

Genom Tanners[1] m. fl. undersökningar har framgått, att Kolahalvön och Finnmarken vid tiden för den postglaciala landsänkningen, som enligt dem här nådde sitt maximum under det postglaciala klimatoptimet voro fria från inlandsis. Genom de undersökningar, som hittills utförts över torvmossarna i Torne lappmark, har intet framkommit, som motsäger, att även denna del av Nordskandinavien under denna tid kan ha varit befriad från istäcket. Nedan berörda förhållande inom Arpojaures sjöbottenlager synes mig emellertid tyda på, att de sista inlandsisresternas avsmältning från trakten rent av kan ha försiggått vid denna tid. Resterna av de stranderosionssediment, som avsatts under tiden från vattenytans sjunkande från issjönivån till torrperiodens låga vattenstånd, innehålla i motsats till de senare avlagringarna ytterst sparsamma lämningar av organiskt material. Den sannolikaste orsaken härtill synes mig vara, att vattenytans sänkning försiggått så hastigt, att någon nämnvärd vegetation därunder ej hunnit få fäste kring sjöns stränder. Då emellertid redan i dessa torrperiodens äldsta lager anträffas en värmefordrande flora (med makroskopiska lämningar av *Pinus*), som sålunda bör ha tagit om-

---

[1] V. Tanner: Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar. Bull. Comm. Finlande n:o 16. Helsingfors 1906.
» : Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar. Bull. Comm. Finlande n:o 20. Helsingfors 1907.

rådet i besittning så gott som omedelbart efter det inlandsisen lämnat detsamma, förefaller det mig sannolikt, att inlandsisens avsmältning kan ha skett ganska sent och möjligen i slutet av atlantisk eller början av subboreal tid.

Summary.

In the year 1905 the inhabitants of the two northernmost Swedish fjeld-cottages Keinovuopio and Kummavuopio cut through the fluvoglacial gravelbarrier that on the east dammed up the close to the upper limit of the birch region situated lake Arpojaure (top. map fig. 1, pl. 70) from the neigbouring low bog Arpuvuoma. When the canal by the cutting reached the surface of the lake a catastroph occurred, the outstreaming lakewater eroding very rapidly the slopes of the canal and piercing down into the bottom of the canal so hastily that the lakesurface during one night was brought down 15 *m* (figs. 2—3) on which level under the former lakesurface the present restlake is. Through the lakecatastrophe the lakedeposits were exposed and cut through (fig. 2). Earlier the deposits of Arpojaure have been investigated by A. Heintze and Thore Fries (see the footnote side 683). Together with me H. W:son Ahlmann was at the lake making morphological investigations (see the footnote side 684). My investigations have referred to make clear the stratigraphy and geochronology of the lakebottom. In all 60 sections have been surveyed by me (pl. 70).

At the melting of the inland-ice the Köngämä-valley was occupied by a system of icedammed lakes from which Arpojaure was separated, when the outlet of these lakes, from having been situated on the west to the North sea in the beginning, was placed on the east to the Gulf of Bothnia. The depression of Arpojaure is an ose-pit bounded on the north, east and south by a rather coarse on the west by fine fluvoglacial material. On account of this the shoreterraces are best developed on the west.

Within the lake-deposits one can distinguish proximal brookdeltasediments, proximal shoreerosionsediments, distal lakebottomsediments and biogene terrigen-sediments (pl. 70). The rather schematic section (fig. 5) through the west shoreterrace shows following sequence of strata. Divided from the icedammedlakesediment or from the moraine by a zone of gravel the lower proximal brookdeltasediment and the lower proximal shoreerosionsediment lie. These sediments extend outside the foot of the ter-

race and can be followed to the restlake under the watersurface of which they disappear. They are superposed by the lower distal lakebottomsediment that towards the shore decreases and towards the lake increases in thickness. This sediment in its turn is overlaid, within the terrace by the upper proximal brookdeltasediment and the upper proximal shoreerosionsediment (fig. 6) and outside the terrace by the upper distal lakebottomsediment, that reaches up on the terracesloop and up on a bit of the terracesurface. The proximal sediments consist of lenticular layers of gravel and muck (fig. 7) except lowest where the mucklayers are lacking. The distal lakebottomsediment is composed of mucky silt and muck laying in thin lengthenedly lenticular layers in which grains of sand occur. Within the proximal shoreerosionsediment bars have been distinguished.

The north and south shoreterraces consist exclusively of proximal shoreerosionsediment outwards passing into distal lakebottomsediment (figs 9 a and b). Outside the east shoreterrace the shorecurrents have impeded any ackumulationterrace to arise. Shorelines are here found on the slope of the terrace down to the watersurface of the restlake.

The plate 71 shows three minutely examined sections through the lake-deposits.

Within the west shoreterrace 1,75 *m* under the lakebottom a peatbog consisting of an about 4 *dm* thick *caricetum amblystegiosum* is found the layers of which towards the lake are abruptly cut off and teared up but towards the shore gradually decrease in thickness (fig. 10).

Within the Arpojaure-deposits an older zone with *Pinus* and a younger zone with *Betula* (where *Pinus* is wanting) can be distinguished. The *Pinus* zone includes within the west shoreterrace the lower proximal sediments and the lowest part of the lower distallakebottomsediment and the *Betula* zone the upper part of the lower distallakebottomsediment and the upper proximal and distal sediments.

The peatbog lies in the *Pinus* zone. In the remaining shoreackumulationterraces the remnants of *Pinus* reach to about 1,5 *m* under the surface of the terraces.

Above the shoreline of the lake before the draining-catastroph 1905 a shorecliff covered with vegetation is found at + 0,8 *m* (the shoreline of 1905 = ± 0 *m*) and a bar (crest at + 1,3 *m*) overlying peat containing sperms of *Pinus* and *Picea*. The investigation shows that the watersurface of the lake since the lake had been separated from the icedammed lakesystem sunk to a very low level

(possibly lower than the watersurface of the restlake) probably hastily and that the watersurface afterwards arose to the + 0,8 *m* shoreline and then sunk to the shoreline ± 0 *m* (fig. 13). Through the drainingcatastroph of the year 1905 the watersurface at one time sunk to the level of the restlake.

Any exact geochronology can not be carried out in the Arpojaure-deposits. The determination of annual layers made by THORE FRIES is erroneous. The layers counted by him lie lenticularly and are partly galelayers (fig. 14 and 15). The tributaries of Arpojaure have been unable to develop annual layers of the existing material. The lakedeposits consist moreover for the most part of shoreerosionsediment.

The fluctuations of the height of the watersurface in Arpojaure are to ascribe to climatological causes. The drying up of the lake however can partly depend on oozing out through the damming icelakesediments before their pores had been made tight. The dry-period in the lake coincides with the BLYTT-SERNANDER subboreal period and the high height of the watersurface afterwards with the first part of the subatlantic period.

The melting of the inlandice has probably taken place in late atlantic or early subboreal time.

Bidrag til fjeldkjedens stratigrafi og tektonik.

Av

THOROLF VOGT.

I denne korte oversikt[1] skal jeg omtale nogen resultater fra mine senere undersökelser i Nordland og Troms fylker i Norge. Dette omraade danner regionalt set en meget stor del av den skandinaviske fjeldkjede, som frembyr et saa overordentlig rigt varieret og vekslende billede fra Stavanger, hvor den kommer iland og til Nordkap, hvor den forlater os. Denne norske del av den nordlige fjeldkjede har været formaalet for geologiske undersökelser i en lang aarrække; fra 1860—80 aarene har man de ældre undersökelser av KARL PETTERSEN, denne utholdende og flittige pioner i Nord-Norges geologiske utforskning; senere foretok J. H. L. VOGT utstrakte reiser heroppe, og fra den senere tid har vi de omfattende kartlægningsarbeider av J. REKSTAD, G. HOLMSEN, S. FOSLIE, J. OXAAL og andre. Ogsaa fra svensk side foreligger der vigtige undersökelser, saaledes fra Sulitelmaomraadet av Hj. SJÖGREN, P. J. HOLMQUIST og O. NORDENSKJÖLD.

Imidlertid lar det sig ikke nekte, at der tiltrods for disse temmelig omfattende undersökelser har manglet en viss oversikt over flere fundamentale træk. Dette gjælder for det förste lagrækken. Vistnok kjender man, tildels endog ganske vel, en del av lagrækken inden mindre omraader, men man har faktisk ikke hat nogen tilfredsstillende, paa detaljundersökelser baseret oversikt over hele lagrækken fra grundfjeldet og op til de överste skifre i vest. Allerede for længe siden stod det klart for mig at KARL PETTERSENS gamle inddeling var ufuldkommen, idet den for en væsentlig del bygger paa petrografiske likheter, som varierer efter metamorfosens grad. Idethele er det jo i vore dage en selvfölgelig ting at man

[1] Denne avhandling gjengir, med en del senere tillæg, et foredrag i Geologiska Föreningen i Stockholm den 1:ste december 1921.

maa være overordentlig forsigtig med at konnektere petrografisk ensartede lagserier, som har faat sin dragt ved metamorfosen. Ved undersökelserne i marken har det derfor været et ledende princip, at man fastholdt og forfulgte visse karakteristiske og vidt utbredte ledenivaaer, særlig kalkstene, men ogsaa kvartsiter, konglomerater osv. Dette medförte ganske store krav til feltarbeidet, men lettedes meget ved de fortrinlige topografiske karter.

Hvad endvidere alderen av denne lagrække angaar, har man maattet holde sig til ganske svævende uttryk da bestembare fossiler har manglet. Og hvad tektoniken angaar, saa har der manglet meget paa klarhet i de store træk.

Jeg tror imidlertid at tiden nu kan være inde til et forsök paa en mere generel oversigt. Her stötter jeg mig væsentlig paa egne undersökelser i to store profilomraader. Det ene er Ofotenprofilet, hvor jeg har opnaadd en fast tilknytning til det bekjendte omraade ved Tornetræsk, som er saa udmærket undersökt av P. J. Holmquist. Det andet er Sulitelmaprofilet, hvor jeg har fortsat og udvidet de tidligere undersökelser. Hertil kommer saa forskjellige studier imellem Leka i syd og Hammerfest i nord. Ofotenprofilet er et kartprofil, som er detaljkartlagt i maalestok 1 : 50 000 i en bredde av 40 *km* og derover og en længde av 80 *km*. Regner man hertil fortsættelsen i öst paa svensk side, blir Ofoten—Tornetræskprofilet henimot 130 *km* langt. Sulitelmaprofilet er kartlagt i forskjellig maalestok i omkring 30 *km:s* bredde og 50 *km:s* længde.

Ofoten—Tornetræsk-profilet.

Basis for fjeldkjedesedimenterne i Ofotprofilet dannes av grundfjeldet i det opbulede grundfjeldsvindu ved Rombaksbotn—Vassijaure, et omraade som er blottet paa begge sider av riksgrænsen. Bergartene i grundfjeldet bestaar hovedsagelig av forskjellige granit- og syenit-typer, men der findes ogsaa gabbrobergarter og sedimentære glimmerskifre. Sammen med sedimenterne optræder der mere undtagelsesvis basiske effusivbergarter. Ströket i dette bergartskompleks gaar omtrent i nord-sydlig retning ganske som paa svensk side av grænsen.

De undre avdelinger av lagrækken kan studeres omkring dette store grundfjeldsvindu. Direkte over grundfjeldet hviler et basalkonglomerat, der som oftest er utviklet med temmelig store konglomeratboller, men som paa sine steder kan være erstattet med grovklastiske feldspatförende sandstene; ofte findes ogsaa blaakvarts. Disse basaldannelser er som regel meget godt opbevaret i

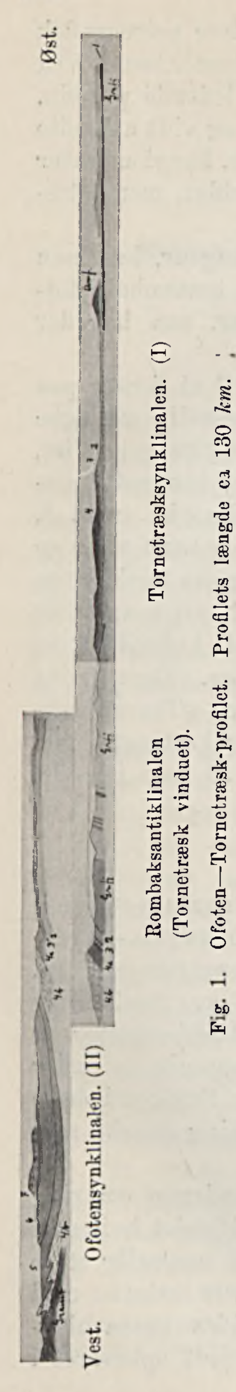


Fig. 1. Ofoten—Tornetræsk-proflet. Proflets længde ca 130 *km*.

de östlige trakter omkring riksgrænsen, hvor ogsaa tydelige forvitringsfænomener kan erkjendes i grundfjeldet umiddelbart under basis, mens konglomeratet blir mere presset naar man kommer vestover til den store fleksur, som bringer grundfjeldet ned under havets nivaa.

Over disse basaldannelser fölger en temmelig ensformig skiferserie, som sandsynligvis er adskilt fra basaldannelserne ved et tektonisk brudd, et skyveplan. Denne skiferserie (Rombaksskiferen) er utviklet som en finskjællet biotitskifer i den underste del, men gaar opad over i mere grovkrystallinske granatförende glimmerskifre. Videre op i lagserien möter man de förste kalkstene, som underst förer dolomitdrag i de nordlige og östlige omraader, mens denne bergart synes at mangle ellers. Mægtigheten av kalkstenene tiltar betydelig fra syd mot nord, og det ser ut til at dette beror paa primære faciesforandringer under sedimentationen. Denne undre kalkstensavdeling (Rombakskalkstenen) overleires av granatglimmerskifre, som opad blir grebet av en sterkere metamorfose, indtil man tilslut faar rene injektionsgneiser. Her kommer man op i de höieste fjeldtopper i nærheten av Rombaksvinduet, og for den videre fortsættelse av profilet maa man söke vestover til Ofotenfjorden. Metamorfosen avtar igjen noget, og over denne mellemste skiferserie (Narvikskifrene) fölger fjeldkjedesedimenternes mægtigste kalkstensavdeling (Evenæskalkstenen). Her optræder flere nærliggende kalkstensnivaaer tildels med hvite sukkerkornige dolomiter samt smale lag av den eiendommelige röde Leifsetmarmor, som synes at være karakteristisk for dette nivaa. Kalkstenene avtar her i mægtighet fra vest mot öst. Umiddelbart over kalkstenene findes lokalt udviklet et mægtigt konglomerat med store, sterkt uttrukne kvartsrullestener (Evenskjærkonglomeratet). Herover fölger en mægtig serie bestaaende av granatglimmerskifer med

talrige, mere eller mindre mægtige indleiringer av kalkstene, som paa en mængde steder fører sedimentære jernmalmforekomster av Dunderland—Bogen-typen. Vistnok findes enkelte spredte og smaa forekomster av den samme jernmalmtype nede i Narvikskiferen, men det er först fra det hængende av Evenæskalken at de gjör sig gældende i nogen sterkere grad. Over denne skifer med de jernmalmförende kalkstene fölger fjeldkjedeseriens överste avdeling, glimmerskifer med injektionsgneis men uten kalkstene (Niingenskifer). Hvad der har ligget over de höieste fjeldtopper med injektionsgneis tilhörende Niingenskiferen er borteroderet og saaledes ukjendt.

Man kan altsaa stille op fölgende hovedavdelinger for fjeldkjedesedimenterne i Ofotenprofilet:

Nivaa.	Lokalnavn.
7. Övre skifre med injektionsgneis . .	Niingen skifer.
6. Skifer med jernmalmförende kalkstene	Bogenserien.
5 a. Lokalt utviklet kvartskonglomerat .	Evenskjærkonglomeratet.
5. Midlere mægtige kalkstene	Evenæskalken.
4. Midlere skifer med injektionsgneis .	Narvikskifer.
3. Undre kalkstene	Rombakskalken.
2. Undre skiferserie	Rombaksskifer.
Tektonisk diskordans	
1. Baselkonglomerat med sandstene.	
Grundfjeld.	

Inden hver enkelt av disse avdelinger kan man gjennemföre en detaljeret inddeling, som dog ikke er anvendelig over större omraader. I Narvikskiferen findes der saaledes flere smale kalkstenshorizonter, som forsvinder nordover; de mange kalklag i Bogenserien kan fölges op til flere mil, men kan kile ut og erstattes av andre kalkstene i nærliggende nivaaer, osv. Den opstillede lagserie kan imidlertid anvendes over ret store omraader, i hvertfald fra Skjomen i syd og til Salangen—Sörreisen i nord, d. v. s. over et omkring 90 *km* langt omraade, og sandsynligvis vil den kunne gjælde for en væsentlig del av Troms fylke. Som jeg skal vise senere, kan man parallelisere ihvertfald de övre ledd med avdelinger inden Nordlandsskifrene i Saltenomraadet og andre steder.

Sammenligner man nu denne lagserie med Karl Pettersens sidste inddeling:

Tromsö glimmerskifergruppe,
Balsfjordgruppen,
Dividalsgruppen,
Grundfjeldet,

saa maa basalkonglomeratet svare til basis for hans Dividalsgruppe eller Hyolithuszonen, men for de övrige gruppers vedkommende er saken ikke saa enkel. Idet nemlig Karl Pettersen foretok sine konnektioner væsentlig paa petrografisk grundlag, har han aabenbart henfört de mest metamorfe skifre og injektionsgneiser til Tromsö glimmerskifergruppe, hvor han fandt dem, mens de mildere skifre er regnet til Balsfjordgruppen. Herved er saavel Balsfjordgruppen som Tromsögruppen anvendt som betegnelser to gange inden den samme lagserie, saaledes som man vil se av den fölgende sammenstilling, hvor tallene henviser til min inddeling:

Tromsögruppen	Rest av 6 og hele 7.
Balsfjordgruppen	» » 4, hele 5 og del av 6.
Tromsögruppen	» » 3 og del av 4.
Balsfjordgruppen	hele 2 og del av 3.
Dividalsgruppen	1.

Idet vi gaar over til forbindelsen mot öst til det av Holmquist undersökte omraade ved Torneträsk, kan den undre kalksten eller Rombakskalken i Norge, fungere som det forbindende ledd i lagserien. Avstanden mellem det utgaaende av denne kalksten i Ofotbanens profil fra Strömsnæs til Vassijaure er vistnok ganske stor takket være erosionen over det nu blotlagte grundfjeldsvindu, men denne kalksten er ogsaa fulgt, om end ikke helt i sammenhæng, langs glinten paa nordsiden av vinduet. Her ligger kalkstenen i skiferserien frem til Polnoviken i omtrent samme höide over grundfjeldet som paa sydsiden av vinduet, og det kan ikke betviles at det er densamme kalksten man har at gjöre med paa begge steder, idet avstanden over det borteroderte parti ved vestenden av Torneträsk ikke naar op til mere end vel en mil. Haardskiferne ved Vassijaure ligner ogsaa helt den underste del av min Rombaksskifer, og i det hele svarer de stratigrafisk helt til denne serie, som dog optil synes at være noget mere grovkrystallinsk utviklet mot vest. Den skiferserie som ligger over kalkstenen syd for Tornetræsk svarer videre til den undre del av Narvikskiferen, og naar metamorfosen tiltar opad her, er det netop det samme som man finder paa norsk side av grænsen i den samme serie, t. eks. i Rivtind. Man har saaledes ved hjælp av Rombakskalken faat en fast forbindelse mellem fjeldkjedeformationerne paa begge sider av riksgrænsen, og naar man, som nu, kan overse den hele sammenhæng, kan det efter min mening ikke være nogen tvil om, at alle disse sedimenter hörer sammen m. h. t. alder. Naar haardskiferen

ikke destomindre har været henregnet til grundfjeldet og sammenfört med de vertikaltstaaende grundfjeldsskifre i vinduet selv, saa hænger dette i alle fald delvis sammen med de komplicerte bygningsforhold i det kritiske omraade (under Vassitjåkko). Her staar nemlig haardskifrene med steile lagstillinger paa en höifjeldsslette som ellers er bygget av grundfjeld; det kan heller ikke være nogen tvil om at der er en fortlöpende sammenhæng mellem de vertikaltstaaende skifre paa sletten og de horizontalt liggende oppe i fjeldet, hvor de med sikkerhet danner den undre del av fjeldkjedeserien. Nu har det imidlertid vist sig, at de vertikaltstaaende skifre ikke tilhörer grundfjeldet, men at de danner en skarp og dyp nedfoldning av fjeldkjedeformationerne i grundfjeldet. Basaldannelserne finder man straks öst for Vassijaure station. Som om naturen rigtig har villet skape vanskeligheter paa dette kritiske sted, findes der ogsaa virkelige grundfjeldsskifre, rigelig gjennemaaret med grundfjeldsgranit, av omtrent samme utseende straks vest for stationen.

Saadanne indfoldninger av fjeldkjedeformationerne ned i grundfjeldet er ikke bare almindelige, men synes likefrem at være typiske inden grundfjeldsvinduets omraade. Paa norsk side findes disse indfoldninger overordentlig vakkert blottet og med tydelige snit, som viser hvorledes de overalt er adskilt fra grundfjeldet ved basaldannelser. Paa vestsiden av Björnfjellet viser det sig at infoldningen strækker sig idetmindste flere hundrede meter ned under den normale grundfjeldsoverflate. Eiendommelig nok er indfoldningerne inverteret »den gale vei», d. v. s. mot vest og ikke mot öst, hvad man skulde ha ventet som fölge av fjeldseriens oppresning i östlig retning.

Naar man betrakter et profil over fjeldkjeden fra den östlige glint ved Tornetræsk og til de store eruptivmasser i vest, vil man se to store geosynklinaler, nemlig den forholdsvis grunde Torneträsksynklinal i öst og den meget dypere Ofotensynklinal i vest. Mellem dem ligger den store antiklinal der dannes av grundfjeldsvinduet ved Rombaksbotn—Vassijaure (Torneträskantiklinalen), hvor erosionen har formaadd at fjærne sedimentdækket og trænge ned i underlaget.

Ofotensynklinalen hviler i vest paa den röde granit av Lödingentypen, og grænsen er overalt en injektionsgrænse. Der kan muligvis optræde partier av grundfjeldsgranit inde i det store massiv, men ihvertfald er den röde Lödingengranit kaledonisk. Kontakten ligger her i vest like under Evenæskalkens basis, men hvor dette kalkstensnivaa dukker op igjen i öst (ved Herjangseidet), findes

ingen store granitomraader, men derimot injektionsgneiser med lagerganger av Trondhjemit. Siden altsaa injektionsgneisen ligger i Lödingengranitens injektionsnivaa, ligger det overordentlig nær at trække den slutning, at gneisdannelsen staar i forbindelse med dette forhold. Den store röde Lödingengranit maa antas at kile ut et eller andet sted under Ofotensynklinalen, men den sender granitmateriale videre mot öst, som gir foranledning til den sterkere metamorfose. De granitganger man finder i öst bestaar imidlertid ikke av röd mikroklinförende granit, men av hvite plagioklasrike graniter (Trondhjemiter), og det ser derfor ogsaa ut til, at der har fundet en tilsvarende magmatisk differentiation sted av disse sidste utlöpere. Et lignende forhold kan paavises ved Sulitelma, hvor de ytterste utlöpere av forholdsvis kalirike graniter er Trondhjemiter. Dette parti av injektionsgneis, som danner den midterste del av Narvikskiferen, kommer op av geosynklinalens dyp og fortsætter videre östover i den horizontale' lagpakke, som dækker Rombaksantiklinalen i nord. Denne lagpakke frembyr derfor den eiendommelighet, at man dypest nede ved grundfjeldet finder den laveste metamorfose. med biotitskifre, mens metamorfosen tiltar opover, saa man först faar granatglimmerskifre og senere feldspatförende gneiser. De GRUBENMANN-BECKESKE dybdetrin optræder saaledes her i den omvendte orden; man kan derfor tale om inverse dybdetrin. Der er inden den metamorfe lagrække ikke fundet noget som tyder paa overskyvninger av den sterkere metamorfe lagrække over den svakere metamorfe.

Et lignende fænomen finder man ogsaa höit oppe i Ofotensynklinalen, hvor man oppe i fjeldtopperne finder injektionsgneis med lagergange av Trondhjemit, mens man har de mindre metamorfe granatglimmerskifre i lavere nivaaer. Her findes ikke nu mere noget stort granitomraade, hvormed gneisdannelsen kan ha staat i forbindelse, men der er ting som taler for, at der har ligget et saadant i vest, men at dette nu er borteroderet.

Disse begrænsede horizonter med injektionsgneis i en mindre metamorf lagrække er vistnok meget almindelige inden fjeldkjeden, og det er meget som taler for at de generelt staar i forbindelse med eruptivernes, særlig graniternes injektionsnivaaer.

Foruten injektionsbergarter av granitisk materiale spiller som bekjendt ogsaa gabbroide bergarter en stor rolle; i vort profil findes de særlig i öst, hvor den imponerende amfibolitrække strækker sig fra Abiskoalperne og nordover til Altevandstrakterne (Rokomborre og Kistefjeld). Kontakten mot skiferen under disse amfibolitmassiver er svævende til henimot horizontal, og det ser ut til

at der ihvertfald i visse tilfælde (Rokomborre) har fundet sted horizontalforskyvninger efter bergarternes krystallisation. Saadanne synes dog i det hele og store ikke at ha spillet nogen meget vigtig rolle. Men hvorfra er de basiske magmaer kommet, der har placeret sig som amfiboliter langs en saa paafaldende regelmæssig linje? I Ofoten—Tornetræsk-profilet ligger amfiboliterne paa östsiden av Tornetræsksynklinalen, og det vilde ubetinget være en enkel og tiltalende forklaring at tænke sig deres arnested i Tornetræsksynklinalens bund. Dette synes imidlertid ikke at være tilfældet. For det förste er lagbygningen over synklinalens bund i det store og hele saa horizontal og regelmæssig, at den ikke synes at tillate noget brudd, hvorigjennem magmaerne kunde ha trængt op. Det parti av synklinalens bund som er dækket av Tornetræsks vandflate er heller ikke mere end 16 *km* bredt. Men desuten har jeg nu længer mot vest fundet amfibolitinjektioner, der kan opfattes som amfibolitmassivernes tilförselskanaler. I den horizontale lagpakke som hviler paa grundfjeldet nord for Rombaksbotn finder man en række 20—50—100 *m* mægtige amfibolitinjektioner i nivaaer like over Rombakskalken eller i omtrent i det samme nivaa som det hvori amfibolitrækken ved Abiskoalperne er injeceret. De er vistnok ikke fulgt i sammenhæng med amfibolitmassiverne selv, og det er vel tvilsomt om dette idethele lar sig gjöre, men deres beliggenhet i lagserien er altfor eiendommelig til at være nogen tilfældighet; de er heller ikke bare injeceret i et enkelt fjeld men over et större omraade, og deres mægtighet tiltar mot öst. At disse lagerformige injektioner maa være kommet fra vest, synes at være ganske klart, saaledes som de ligger i det ubrudte sedimentdække. Hvor dette nivaa dukker ned i Ofotensynklinalen i vest, finder man imidlertid bare spor av amfiboliter, idet tilförselskanalen synes at være omtrent helt klappet igjen.

Den gabbroide magma som tilslut samlet sig til de mægtige amfibolitmasser i öst, synes saaledes at ha vandret en ganske lang vei langsmed de sedimentære skikt; ihvertfald synes magmaen at ha sin oprindelse fra Ofotensynklinalen, og det er vel heller ikke helt udelukket at den kan være kommet fra endnu fjærnere utspring i vest.

Naar vi nu sammenfatter Ofotenprofilets tektonik, saa maa vi anta som det sandsynlige at hele den mægtige sedimentpakke er presset östover, mot og utover den faste östlige grundfjeldsplate. De virkende kræfter kan dels ha været de optrængende magmaer, dels ogsaa en nedfoldning av grundfjeldet til de store geosynklinalgröfter, hvorved sedimenternes underlag forkortes. De frem-

trængende magmaer kan ha virket dels ved »friktionen» under sin östlige bevægelse langs skiktflaterne, dels ogsaa ved økningen av det samlede volum inden de store geosynklinaler. Under denne flytning av sedimentpakken, som ikke egentlig behöver at ha været saa overordentlig stor, viser det sig eiendommelig nok at de enkelte skaalformige mulder har hat en viss grad av selvstændig bevægelse. Hvor nemlig mulderne har form som en flat theskaal, ser det ut til at disse partier hver for sig kan forholde sig som relativt resistente, faste plater. En sammentrykning fra siderne fremkalder her inversioner, som gaar utad faa muldens centrum til alle kanter, omtrent som naar man skyver duken sammen om en bok paa et bord. Saaledes kan man f. eks. faa inversioner endog mot vest i Ofotensynklinalen. Lignende forhold igenfindes ogsaa ved Baldoaivesynklinalen i Sulitelmafeltet.

Denne pakke av fjeldkjedesedimenter finder man aldrig autochtont hvilende paa underlaget, hvor dette er blottet. I grundfjeldsvinduet ved Rombaksbotn—Tornetræsk hviler autochtont paa grundfjeldet en ganske tynd plate med basaldannelser, aabenbart svarende til basalkonglomeratet for Hyolithusformationen længer mot öst, men istedet for den petrografisk saa vel karakteriserte lagrække med avvekslende lerskifre og sandstene i Hyolithusserien, finder man væsentlig en ensformig biotitskifer. Her synes saaledes det skjövne, metamorfe dække at ha skrapt helt ned paa konglomeratet, hvorved de nærmest overliggende avdelinger blev fjærnet, hvis da ikke skyveplanet helt fra begyndelsen av blev anlagt i et saa lavt nivaa. Konglomeratet selv har derimot i almindelighet sittet vel fastklæbet til sit underlag.

Længer mot öst, i glintranden, ligger derimot som bekjendt skyveplanet forholdsvis höit over grundfjeldsoverflaten, over den under- og delvis mellemkambriske serie i Hyolithuszonen. De mylonitiserte masser over skyveplanet synes at være skjælformig sammenskjövet efter en type som er almindelig i fjeldkjeders randgebeter (écaillés des charriage). Dette dække over skyveplanet er overordentlig heterogent sammensat. En væsentlig del bestaar vel av skifre og andre sedimenter som kan sammenföres med Rombaksskiferen i vest i stratigrafisk henseende; i disse bergarter findes utpressede og isolerte linser av en dolomit, temmelig sikkert svarende til den aller underste del av Rombakskalken, der er utviklet som sammenhængende drag av finkorning, næsten tæt dolomit i trakterne omkring den övre del av Salangsdalen osv. Endvidere findes lag av blaakvarts, som i detaljer under mikroskopet og for öiet er overordentlig lik hyolithusseriens sandstenslag, samt des-

uten alunskifre som ligner denne series överste kjendte avdeling. Det mest sandsynlige er, at disse sidste bergarter tilhörer dele av hyolithusserien, som er avskrapet eller medfört fra vestligere omraader og sammenhopet i de östlige randgebeter. Desuten findes sterkt mylonitiserte eruptivbergarter, blandt hvilke der vel muligvis kan befinde sig grundfjeldsbergarter som kan være avskrapet eller medrevet fra vestligere omraader. I nærheten av Abisko har man saaledes et flak av en mylonitiseret granit i haardskiferen, som minder paafaldende om Vassijauregraniten. Efter min mening er det dog sandsynlig, at disse eruptivmyloniter for en væsentlig del er av kaledonisk alder, idet man ikke noget sted finder nogen rötter ned til grundfjeldet gjennem hyolithuszonen. I den östlige fleksur (öst for Abisko) er konglomeratet og hyolithuszonen urört og ubrudt, likesom overalt hvor jeg har undersökt forholdene længer mot nord, og en optrængning av grundfjeld synes derfor at være overordentlig litet rimelig i denne zone. I vinduet av grundfjeldsbergarter længer mot vest (Rombaksbotn-Vassijaure) er grundfjeldsoverflaten vistnok adskillig foldet og tektonisk paavirket, men allikevel synes netop her grundfjeldsgraniten at mangle i haardskifrene, hvor man fremforalt skulde ha ventet dem.

Denne overveiende kambrosiluriske alder av schollens lag har jo ogsaa tidligere været hævdet baade fra svensk og norsk hold; for at nævne de senere, saa fremholdt jeg denne opfatning i et foredrag i begyndelsen av 1916 paa grundlag av studier i Tromsö fylkes grænsetrakter, mens HOLTEDAHL kom til samme resultat et aar senere for Finmarkens vedkommende.

Hvad nu denne store horizontalforskyvning av den sedimentære lagpakke angaar, bör endnu et viktig træk omtales noget nærmere, nemlig de indfoldede striper av fjeldkjedeskifer i grundfjeldsvinduet. Disse indfoldninger var jo som nævnt inverteret mot vest istedet for mot öst, hvad man kunde ha ventet p. g. a. forskyvningen mot öst. Jeg mener imidlertid at det er saa mange generelle grunder som taler for en saaden almindelig forskyvning mot öst, at man vanskelig kan komme bort fra at der ligger en realitet i denne opfatning.

De iagttagelser hvorpaa vi maa bygge vore slutninger er fölgende: Over basalkonglomeratet i de nedfoldede fliker hviler ikke bergarter som kan identifieres med hyolithuszonen, men en temmelig ensformig metamorf biotitskiferserie. Samtidig finder man ogsaa ofte kvartsbreccier umiddelbart over basaldannelserne, og efter al rimelighet maa det underste skyveplan ha gaat her. Da er altsaa ogsaa skyveplanet selv foldet ind, og denne indfoldning

maa da nödvendigvis ha foregaat *efter* horizontalforskyvningen. Eller iallefald efter den förste horizontalforskyvning mot öst. Man kan altsaa derved adskille to trin i fjeldkjededannelsen. Det ligger videre nær at sette nedfoldningen av sedimentstriperne i forbindelse med opbulningen av det store grundfjeldsvindu.

En saadan opfatning medförer forsaavidt ogsaa en viss lettelse for tanken, som man undgaar at maatte forestille sig at den store lagpakke först skulde ha bevæget sig op paa toppen av den omkring 2 000 *m* höie grundfjeldsantiklinal for saa at dumpe ned til 2—300 *m* o. h. paa den anden side igjen.

Naar man betrakter den subkambriske grundfjeldsoverflates forhold til fjeldkjedebevægelserne, kan man idethele adskille to forskjellige typer av deformation. Længst i öst finder man det svagt heldende, men forövrig fuldkommen udeformerte og upaavirkede peneplan. Her er peneplanet kun böiet ned mot vest i en svak fleksur under fjeldkjedeformationerne, men grundfjeldet som helhet har forholdt sig som en absolut rigid plate, som i sin masse har holdt stand mot trykket. I grundfjeldsantiklinalen har derimot grundfjeldet til en viss grad maattet gi efter, dets trykfasthet er saa at si overskredet, og det gamle peneplan kan være skarp foldet. Her deltar grundfjeldet i fjeldkjedebevægelserne, og indgaar derfor som et ledd i fjeldkjeden selv.

Det forekommer mig ogsaa at Tornetræskvinduets deformationstektonik kaster lys over andre grundfjeldspartier, der kan opfattes som antiklinaler i fjeldkjeden. Jeg skal her bare minde om Nordvest-tavlens og Bergensbuernes eiendommelige tektonik, der i mangt og meget minder om vort antiklinalomraade.

Sulitelmaprofilet.

Efter denne forelöbige oversigt over enkelte træk av Ofoten-Tornetræskprofilet skal jeg gaa over til en kort omtale av Sulitelmaprofilet. Dette er forsaavidt av viktighet paa grund av de bestembare fossiler som det har lykkes at finde der. Der var som bekjendt for længe siden, i 1898, fundet enkrinitstilker i Sulitelmaomraadet av von Schmalensee, men disse fossiler var ubestembare og gav ingen anden oplysning om lagenes alder end at de maatte være yngre end kambrium. Etpar spredte fund av enkrinitstilker i svensk lapmarken har heller ikke kunnet gi yderligere oplysninger. Alle som har beskjæftiget sig noget nærmere med disse övre fjeldkjedesedimenters alder har imidlertid generelt gaat

ut fra at man har at gjöre med kambrosiluriske lagrækker, mens den undre del (sevegruppen) som bekjendt har været regnet til prekambrium.

Da jeg tok fat paa revisionen av Sulitelmafeltet for etpar aar siden, var noget av det som tiltrak mig mest muligheten av at finde bestembare fossiler i von SCHMALENSEES gamle omraade. Hermed vilde naturligvis meget være vundet, da man jo idethele ikke kjender saadanne i metamorfe lagrækker nord for Trondhjemsfeltet. Jeg tilbragte tilsammen omkring 10 dage derinde paa fossiljagt, og det lykkedes da ogsaa at finde hvad jeg sökte. Trakten derinde er ogsaa ellers meget interessant, idet det fossilförende belte strækker sig like under de store Sulitelmajökler, höit til fjelds og langt fra folk.

Fossilerne er opbevaret i et forholdvis litet omraade med bemærkelsværdig svak metamorfose; længst i vest har man en metamorf zone med oligoklasgneiser, saa kommer mot öst granatglimmerskifre, saa biotitglimmerskifer og klorit-muskovitskifer. I den sidste zone er der et omraade med ganske finskjællet klorit-muskovitskifer, hvor fossilerne findes. Med et metamorfosekart i haanden vilde man utvilsomt straks ha sökt hen til det rette omraade, og ved en systematisk sökning efter fossiler i fjeldkjeden vilde et saadant kart idethele kunne bli til stor hjælp. Enkrinitstilker optræder i mængde paa en 10—15 forskellige steder, og endvidere blev der fundet cystoideer og endel kolonier av en bryozo. De sidste blev fundet sammen med de bedste enkrinitstilker og cystoideerne paa norsk side av grænsen, i fortsættelsen av von SCHMALENSEES omraade. Fossilerne blev sendt til nogen fremragende specialister, nemlig til dr. BASSLER i Washington og dr. BATHER ved British Museum. Enkriniterne og cystoideerne kunde ikke bestemmes, i hvertfald har vi faat en forelöbig meddelelse i den retning, mens derimot bryozooerne, som jeg ogsaa hadde sat störst haab til, var bestembare. Det viste sig efter BASSLERS bestemmelse — og han uttrykker sig med stor sikkerhet — at være *Dianulites petropolitana*, DYBOWSKI, som hörer hjemme i den övre del av underordovicium og i mellemordovicium, men derimot ikke i overordovicium. Det bör lægges til, at *Dianulites petropolitana*, PANDER er et sækkenavn, hvori der efter de nyere undersökelser av BASSLER indgaar en hel del forskjellige arter, hvoriblandt ogsaa DYBOWSKIS art av samme navn. Nogen mere nöiagtig placering av fossilnivaaet kan man ikke foreta paa grundlag av fossilerne, men av generelle grunder skulde jeg være tilböielig til at anta, at man har med et nivaa i mellemordovicium at gjöre, muligens et i den övre del.

Vi gaar saa over til at se paa Sulitelmafeltets lagrekke og fos-

silnivaaets plads inden denne. Det underste ledd som jeg har undersökt her er den mægtige kalksten ved Fauske (Fauskekalken), som av Holmquist er paralleliseret med kalkstenen ved Pieskijaure paa svensk side av grænsen (Pieskikalken). Denne parallelisering er blit fuldt ut bekræftet ved de senere norske kartlægningsarbeider av Rekstad, som har fulgt Fauskekalken op. Saltdalen og Junkerdalen til Graddis fjeldstue ved Riksgrænsen, mens Holmquist tidligere hadde fulgt Pieskikalken til riksgrænsen ved Graddis.

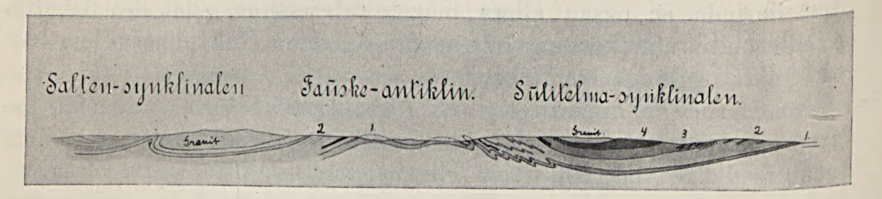


Fig. 2. Sulitelmaprofilet. Profilets længde er 90 km.

I Sulitelmasynklinalen overleires denne kalksten av en sediment serie, hvis övre dele — inden det engere Sulitelmaomraade — er undersökt meget omhyggelig av Hj. Sjögren, P. J. Holmquist og O. Nordenskjöld. I det utvidede Sulitelmaomraade kan man hensigtsmæssig dele denne Sulitelmaserie i tre hovedavdelninger:

4.	Baldoaiveskifrene, överst	Sulitelmaskifrene
3.	Furulundskifrene	
2.	Skjönstaagneis i vest	»Kloritgranulit» i öst
1 b.	Öinæskonglomeratet	
1 a.	Fauskekalk i vest	Pieskikalk i öst

Under Fauske-Pieskikalkstenen kommer en skiferserie, som imidlertid er meget litet blottet paa norsk side, mens den indtar store arealer paa svensk side av riksgrænsen. Fauskekalkens mægtighet avtar overordentlig stark mot öst, idet den kanske kan sættes til omkring 600 *m* ved Fauske, mens den gaar ned til 10 *m* og derunder mellem Pieskijaure og Virijaure, hvortil jeg har fulgt den. Over Fauskekalken i vest optræder der et særdeles mægtigt kvartskonglomerat med sterkt uttrukne rullestene (Öinæskonglomeratet), mens der ikke er fundet noget helt tilsvarende i öst.

Derimot optræder der ved Virijaure et granitbollekonglomerat,

indleiret i en sandstensavdeling, men dette konglomerat synes at ligge lidt under Pieskikalkstenens nivaa.

Over kalkstenen (og Öinæskonglomeratet) optræder en skiferavdeling, som er udviklet i forskjellig metamorf facies i öst og vest, i det man finder kloritmuskovit-skifre (»kloritgranulit») i öst, men de höimetamorfe oligoklasgneise (Skjönstaagneis) i vest.

I »kloritgranuliten» findes kun lokalt karbonatindleiringer (dolomit), mens Skjönstaagneisen indeholder flere sammenhængende kalkdrag. Kommer man endnu længer mot vest, utenfor Sulitelmasynklinalen, blir disse kalklag endnu mægtigere, likesom de tildels förer sedimentære jernmalmforekomster (Næverhaugen). »Kloritgranuliten», Skjönstaagneisen og serien ved Næverhaugen svarer alle til HOLMQUISTS Vensetskifre.

Ved basis av Furulundavdelingen optræder milde ofte kulholdige skifre, som förer ganske smale kalkdrag med fossiler. Fossilhorizonten har tidligere været henlagt til basis for »Kloritgranuliten», idet man har tænkt sig at den var kommet i sin nuværende stilling over densamme ved en inversion. Det viser sig imidlertid ved nærmere undersökelser, at fossilnivaaets plads er normal og at det ligger umiddelbart over »kloritgranuliten».

Sammen med fossilerne findes et tufkonglomerat med ensartede rullestene av en effusiv bergart, som antagelig har hat basaltiskandesitisk sammensætning, men som nu er fuldkommen albitiseret. Andre steder i samme nivaa findes sammenhængende strömme av en lignende albitiseret effusiv. Strukturen av disse spiliter er fordetmeste meget godt opbevaret, og det kan efter min mening neppe betvivles, at der foreligger sikre effusive bergarter.

Videre op kommer Furulundskifrene, i hvis övre del Sulitelmagabbroen og kisforekomsterne er injeceret, samt herover igjen Baldoaiveserien, som sammensættes av forskjellige skifre og kalkfylliter.

I sammendrag kan man altsaa angi fölgende lagrække for Sulitelma-Saltenomraadet:

Sulitelmaskifer med fossilhorizont ved basis,
Vensetskifer med sedimentære jernmalme,
Öynæskonglomerat,
Fauskekalk.

Konnektioner mellem Sulitelma og Ofoten.

Det er av viktighet at sammenbinde den ufuldstændige men omtrentlig aldersbestemte lagserie ved Sulitelma med den fuld-

stændige serie i Ofotenprofilet. Det viser sig ogsaa at dette lar sig gjöre med ganske stor sikkerhet, idet de mægtige kalkstene, Fauskekalken i syd og Evenæskalken i nord, maa antas at repræsentere samme stratigrafiske horizont. Det er begge kalkstene som har en overordentlig stor mægtighed i et centralomraade i vest, mens de avtar i tykkelse östover. Begge förer partier av dolomit samt smale striper av den meget karakteristiske röde Leifsetmarmor, som ikke synes at være paavist i andre nivaaer. En ganske stor vægt maa man tillægge det forhold, at begge kalkstensavdelinger avsluttes opad av et meget mægtigt, om end lokalt udviklet konglomerat med kvartsrullestene. Der findes ogsaa en ækvivalent til granitbollekonglomeratet ved Virijaure under kalkstenshorizonten, idet Foslie har paavist et lignende konglomerat paa sydsiden av Ofotenfjorden under Evenæskalken. Disse konglomerater i nærliggende nivaaer betegner en hævning av havbunden, som allerede a priori maatte antages at ha været av mere generel regional natur. Længer syd, paa öen Leka paa grænsen mellem Nordtröndelag og Nordlands fylker findes der saaledes ogsaa et konglomerat (væsentlig med gabbrorullestener), som optrær i tilknytning til en kalksten med striper av Leifsetmarmor, og antagelig repræsenterer dette det samme nivaa.

Endvidere overleires saavel Fauskekalken som Evenæskalken av en serie med skifre og kalkstene, som förer sedimentære jernmalmforekomster. Disse synes at optræde i et centralt parti i fjeldkjeden, mens de ikke er paavist hvor den samme serie kommer frem i dagen længer mot öst. Ogsaa de bekjendte jernmalmforekomster ved Dunderland ligger i nivaa over mægtige kalkstene som svarer til Fauskekalken. Selv om man som tidligere nævnt kan finde smaa, udrivværdige jernmalmforekomster av den samme type i lavere nivaaer, synes jernmalmserien at danne en nogenlunde vel defineret serie over Fauske—Evenæs-kalkens nivaa.

Vi faar da fölgende konnektioner mellem Ofotenprofilets og Sulitelmaprofilets lagserier:

Ofotenprofilet	Sulitelmaprofilet
Niingenskifer	Sulitelmaskifrene Fossilförende nivaa, effusiver
Bogenserien	Vensetskifrene (»Kloritgranulit» etc.)
Evenskjærkonglomerat	Öinæskonglomerat
Evenæskalk	Fauskekalk
Narvikskifer	Skifer

Ofotenprofilet	Sulitelmaprofilet
Rombakskalksten	
Rombaksskifer	Mangler paa norsk side av grænsen.
Skyveplan	
Basalkonglomerat	
Grundfjeld	

Det er naturligtvis ikke godt at angi fossilnivaaets plads i Ofotenprofilets lagrække med nogen större grad av nöiagtighet, men jeg skulde anta, som det mest sandsynlige naar man tar alle forhold med i betraktning, at det blir i den övre del av Bogenserien eller muligens saa höit som ved overgangen mellem Bogenserien og Niingenskiferen. Selv denne grænse er ikke altid let at trække inden Ofotenprofilets forskjellige omraader, idet den överste kalksten, som i et lokalomraade avslutter Bogenserien, kan kile helt ut og forsvinde. Ihvertfald vil man se, at det under-mellem-ordoviciske fossilnivaa kommer særdeles höit op i lagrækken, og det kan vel idethele tat være meget tvilsomt, om de anförte lagrækker overhodet naar saa höit op som til silur (oversilur eller gotlandium).

Den undre grænse for alderen fremgaar ved sammenligninger med den östlige fjeldkjedezone og er delvis omtalt tidligere. Tænker man sig de metamorfe bergarter over skyveplanet som en i det store og hele mot öst forskjövet lagpakke, saa avhænger deres alder av skyveplanets beliggenhet i lagserien. Da man ikke noget sted i vest i Ofotenprofilet har kunnet gjöre forekomsten av underkambriske sparagmiter sandsynlige, bortfalder forsaavidt her spörgsmaalet om virklige overskyvninger av store dimensioner, saaledes som man kan finde dem i andre randgebeter av fjeldkjeden. Det store skyveplan over Hyolituszonen ligger i forskjellige nivaaer, fra lavt nede i underkambrium og til den nederste del av mellemkambrium, men som oftest i den sorte mellemkambriske alunskifer straks over de överste underkambriske lag. Den horizontale brist eller avlösningsflate synes med forkjærlighed at ha dannet sig i denne geologisk set saa fortræffelige glidezone med sit naturlige grafitförende smurningsmiddel.

I det mylonitiserte dække findes efter min mening adskillig underkambrisk materiale, som altsaa forsaavidt ligger i overskjövet stilling i forhold til delvis yngre lag i Hyolituszonen. Men den væsentligste del av schollens sedimenter maa være yngre, og det ligger da for haanden at anta en mellemkambrisk til overkambrisk alder av disse. Fjeldkjedeseriens alder i Ofotenavsnittet og i disse dele av fjeldkjeden idethele synes derfor at være mellemkambrium,

overkambrium og ordovicium, men neppe gotlandium, derimot i öst delvis ogsaa underkambrium.

Konnektioner med andre deler av fjeldkjeden.

Paa basis av de ovenfor anförte resultater skal vi trække nogen sammenligninger med andre dele av fjeldkjeden i syd og i nord.

I Trondhjemsfeltet har man efter C. W. Carstens' utstrakte undersökelser to horizonter med effusiver, nemlig en oppe i Hovingruppen og en lavere, som Carstens har kaldt Bymarkgruppen. Hvis den Törnebohm-Carstenske opfatning av tektonikken i Trondhjemsfeltet er rigtig, saa skulde Bymarkgruppens effusiver ligge i forholdvis lav ordovicium, kanske omtrent paa græsnen mellem underordovicium og mellemordovicium. För en sikker bestemmelse av nivaaet kan gjöres maa Hermanns og Getz's graptolitfund revideres, men denne alder bekræftes ogsaa av fossilfund fra det Centrale Norge. Forsaavidt er det altsaa meget mulig, at Sulitelmas effusivhorizont kunde tilhöre det samme nivaa som Bymarkgruppens, men jeg er allikevel nu mere tilböielig til at anse Sulitelmahorizonten for at være noget yngre. Det er jo nemlig meget naturlig at sammenföre det store konglomerat over Bymarkgruppen med Öinæs- og Evenskjær-konglomeraterne, alle sammen de största konglomerater i sedimentserien og vidnespyrd om betydelige orogenetiske bevægelser. Herved vilde Sulitelmaeffusiverne komme op i Hovingruppen, hvor der ogsaa er en effusivhorizont. Om den imidlertid er samtidig med denne, lar sig for tiden ikke avgjöre, men det er ikke urimelig at den ligger imellem Trondhjemsfeltets to effusivhorizonter. Med denne parallelisering skulde altsaa Vensetskifrene og Sulitelmaskifrene svare til Hovingruppen; Fauskekalken og Öinæskonglomeratet vilde svare til Bymarkgruppen med dens konglomerat, mens de underliggende serier (Narvikskifrene, Rombakskalken og Rombaksskifrene) skulde svare til Rörosgruppen.

Idet vi gaar over til paralleliseringen med Finmarken, har man et forbindende led i den östligste fjeldkjedezone, som jeg tidligere har undersökt fra Tornetræsk og til grænsen mellem Tromsö og Finmarken fylker og som Holtedahl har undersökt i Finmarken. Den overveiende underkambriske hyolithuszone strækker sig her i samme faciesutvikling og med talrige fossilfund fra Tornetræsk til Finmarken og videre östover til östsiden av Altenelven. Over skyveplanet ved Tornetræsk ligger der tektonisk isolerte dolomitpartier, som jeg sammenförer med den aller underste del av Rom-

	Trondhjems-feltet.	Sulitelma-feltet.	Ofoten-feltet.	Vestfinmarken	Björnöen.	Spitsbergen.
Over-ordovicium	Fortsætter op i silur. Hovingruppen med Vulkanisme	Sulitelmaskifre Vulkanisme ved basis	Niingenskifer	Metamorfe sedimenter		Skiferserie Mörk kalksten
Mellem-ordovicium		Vensetserie Sedimentære jernmalme	Bogenserien Sedimentære jernmalme		Tetradiumkalk	Sedimentære jernmalme
	Konglomerat	Öinæs konglomerat	Evenskjær kongl.	Bosekop kvartsit	Hiatus?	Konglomerat
Under-ordovicium	Bymarkgruppen Vulkanisme	Fauskekalk med dolomit	Evenæskalk med dolomit	Raipas-serien Vulkanisme	Yngre dolomitserie	Yngre dolomitserie
		Skiferserie	Narvikskifre	?	Skiferkvartsit	Skiferserie
Over-kambrium	Rörosgruppen		Rombakskalk med dolomit	Porsangerdolomit	Ældre dolomitserie	Ældre kalkstene med dolomit
Mellem-kambrium			Rombaksskifre	Porsangersandsten		
Under-kambrium	Sparagmit		Hyolithuszonen	Hyolithuszonen		

bakskalken længer i vest; saadanne partier av dolomit findes ogsaa længer nordover paa flere steder, og det maa ansees for overordenlig sandsynlig, at denne dolomit svarer til Holtedahls Porsangerdolomit, som ligger under skyveplanet i Porsangeromraadet. Herved faar man altsaa sammenknyttet Rombakskalken med Porsangerdolomiten, og den underliggende Rombaksskifer skulde da ligge i Porsangersandstenens nivaa. Det forekommer mig endvidere meget naturlig at sammenföre Evenæskalken med den dolomitrike Raipas, hvis denne serie ligger over Porsangerserien som antat av Holtedahl. Herved kommer ogsaa Evenæskonglomeratet og Bosekopkvartsiten til at indta samme plads i lagrækken; begge disse avsetninger er vidnespyrd om hævninger av havbunden over havets nivaa, om end forholdene ellers kan være noget forskjellige; mens nemlig denne hævning var ledsaget av foldninger i Raipas, har man i hvertfald hidtil ikke fundet noget saadant i Nordland. De metamorfe sedimentserier over Bosekopkvartsiten og skyveplanet skulde da svare til serien med de sedimentære jernmalme (Bogenserien og Vensetserien) samt til de överste skifre (Sulitelmaskifrene og Niingenskifrene). Det kan tilföies, at der ligger saavel dolomiter som kalkstene over Bosekopkvartsiten i Kvænangen-Vaddas-omraadet, og at der ogsaa findes et konglomerat höit oppe i den metamorfe lagrække ved Vaddas. Fossilhorizonten ved Sulitelma skulde jeg være mest tilböielig til at henlægge til de övre kalkstene ved Vaddas, et godt stykke op i lagrækken over Bosekopkvartsiten. Man vil se, at denne parallelisering bekræfter Holtedahls antagelser om Finmarksformationernes alder, idet Porsangerdolomiten blir sat til Overkambrium (Ozarkian) og Raipasserien til Underordovicium (Canadian), ganske det samme som Holtedahl kom til ved at sammenföre Finmarkenserierne med den fossilförende Hecla Hook paa Björnöen. Ogsaa antydninger om parallelisering fra Finmarken mot syd, særlig til Trondhjemsfeltet vinder i styrke, mens antagelsen om at Nordlandsdolomiterne skulde tilhöre lav ordovicium neppe kan siges at være sandsynlig, idet disse ihvertfald synes at gaa op til toppen av mellemordovicium (Bogenserien med kalkstene, dolomiter og sedimentære jernmalme), mens man antagelig ogsaa har dolomiter i overkambrium. Naar Holtedahl paa den anden side sammenförer Raipasseriens effusiver, der först blev erkjendt som saadanne av N. Zenzén, med Bymarkgruppens lavaer, saa stemmer dette godt overens med den foreliggende konnektion. Hvad Björnöens Hecla Hook-serie angaar, saa har Holtedahl ogsaa paralleliseret de to dolomitserier der med tilsvarende bergarter i Spitsbergens Hecla

Hook. Det intresserte mig naturligvis meget at faa kjendskap til pladsen i Spitsbergenlagrækken ogsaa for andre karakteristiske nivaaer, og her var da særskilt en stor konglomeratserie og en zone med sedimentære jernmalme av værdi i denne forbindelse. Ved en forespörgsel hos A. Hoel og W. Werenskiold, som har foretat detaljerte undersökelser over Spitsbergens Hecla Hook, fik jeg ved elskværdig imötekommenhet fölgende oplysninger. Den underste avdeling paa Spitsbergen er en undre kalksten med dolomit, som overleires av en mægtig skiferserie med glindsende fylliter. Herover fölger en övre kalksten med dolomit etc., og i Hornsundomraadet overleires denne karbonatserie efter al sandsynlighet av et mægtigt konglomerat. Videre op i lagrækken ligger efter al sandsynlighet en skiferserie med kvartsiter, en mörk kalksten, samt en serie med sedimentære jernforekomster (ved Recherche Bay, i det nordlige Bellsundomraade og paa Prins Karls Forland). Dette svarer som man vil se ganske paafaldende godt overens med de nordlandske profiler, idet saavel konglomeratet som de sedimentære jernmalme kommer paa samme plads i lagserien. Hvis Holtedahls jevnförelse av Björnöens Tetradiumkalk med Forlandets mörke kalksten er rigtig — og at de ligner hverandre fuldstændig har jeg kunnet overbevise mig om — saa skulde der være grund til at opkaste det spörgsmaal, om der ikke foreligger en hiatus paa Björnöen imellem den yngre fossilförende dolomitserie (Canadian) og Tetradiumkalken (Black River).

Naar man skal sammenfatte enkeltheterne fra de ovenfor omtalte profiler, saa vil jeg först i korthet nævne, at den dolomitrike, amerikansk-arktiske sedimentation i overkambrium og i den nedre del av ordovicium synes at strække sig langt nedover i Nordland, kanske ned til den nordligste del av Trondhjemsfeltet (de indre dele av Trondhjemsfjorden med sine mægtige kalkstene), mens denne udvikling som bekjendt ikke findes i det centrale Trondhjemsfelt. Paa den anden side maa man fremhæve, at Nordlandssedimenterne er av tildels ganske utpræget geosynklinal karakter, i det specielt mægtigheten av karbonatavleiringerne avtar betydelig i mægtighet mot öst. De overordentlige mægtigheter av skifre i centralomraaderne tyder ogsaa i höi grad paa geosynklinal-sedimentation.

Endvidere maa man fremhæve, at den landhævning som konglomeratserien (the Trondhjem disturbance) er vidnesbyrd om, er av langt mere generel utbredelse end man tidligere har hat kjendskap til. Efter det som hidtil foreligger av fossilfund, har jeg sat denne hævning til den undre del av mellemordovicium, og den skulde da forsaavidt falde omtrent sammen med den avbrydelse i lag-

serien som Raymond finder mellem under- og mellemordovicium i sydskandinaviske omraader. Imidlertid vil en revision av kjendte fossilfund kunne bringe yderligere oplysninger for dagen, og indtil videre maa derfor denne alder ansees som forelöbig.

Det maa ogsaa fremhæves, at der findes flere konglomeratnivaaer i fjeldkjedesedimenterne, i Trondhjemsfeltet over og i Nordland baade over og under hovednivaaet.

Det er ikke umulig at det övre nivaa kunde svare omtrent til den hiatus over vor etage 4 b som er paavist av Raymond og J. Kiær.

Hvad vulkanismen angaar, saa synes den at ha været virksom i flere adskilte tidsrum, fra Skiddavian (det gamle Arenig) til Llandeilo og Caradoc, naar man sammenligner med de britiske öer. Ogsaa her har der været rigelig med vulkanisme i disse tidsrum, og efter de senere undersökelser synes maksimum at være naadd i Llandeilo.

Oversigt over fjeldkjedens tektonik.

Den lagserie som er omtalt i det foregaaende, ligger i Nordland og Tromsö i store synklinaler og antiklinaler, og det viser sig nu at man kan forfölge disse store fjeldkjedefolder av förste orden fra omraade til omraade. Fra Ofoten—Tornetræsk-profilet har jeg allerede tidligere nævnt den östlige Tornetræsk-synklinal, Tornetræsk-antiklinalen, hvor grundfjeldsunderlaget er fremeroderet, og den vestlige Ofotensynklinal. Denne sidste har jeg fulgt nordover omtrent til egnen ved Tromsö, hvor Lyngengabbroen er injeceret i dens östlige del, mens man har graniter i vest. Rombaksantiklinalen forsvinder mot nord under de fladtliggende sedimentrækker og kommer först med tydelighet tilsyne igjen i Kvænangen og Vestfinmarken, hvor Raipasformationen er fremeroderet i en række adskilte felter som er undersökt av Holtedahl og Zenzén samt av forfatteren. Tornetræsksynklinalens östside kan fölges hele veien sammenhængende til Finmarken, og her ligger Altensynklinalen i ganske samme position som Tornetræsksynklinalen.

Mot syd kan Ofotensynklinalen omtrent sammenknyttes med Sulitelmasynklinalen, efter undersökelser av S. Foslie, G. Holmsen og forfatteren, og videre sydover kan den fölges paa grundlag av P. J. Holmquist's og J. Rekstad's arbeider. I öst har man efter A. Hamberg, P. J. Holmquist og Fr. Svenonius en særdeles fladtliggende synklinal i samme position som Tornetræsksynklinalen. I vest for Sulitelmasynklinalen optræder den store Nordlands-

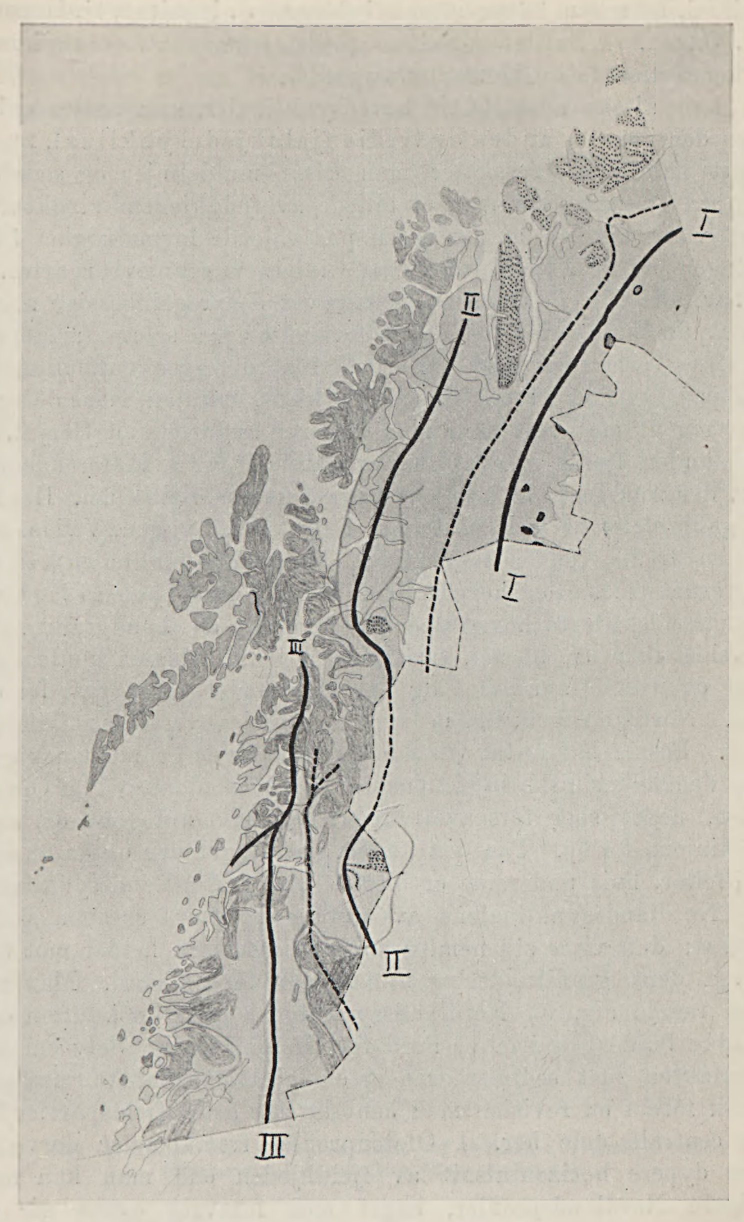


Fig 3. Oversigtskart over fjeldkjedens geotektoniske linjer. De tre fjeldkjedesynklinaler er trukket helt op (I, II og III). Antiklinalerne er prikket.

synklinal, som kan fölges efter arbeider av J. Rekstad, G. Holmsen og J. Oxaal. I Sulitelma-Salten-profilet fremgaar forövrig hovedtrækkene allerede av Holmquists profiler.

Vi kan altsaa adskille tre hovedsynklinaler, som passende kan kaldes den förste, anden og tredie fjeldkjedesynklinal, regnet fra öst mot vest. Avsætter man disse muldelinjer og sadellinjerne paa et kart, faar man et billede av fjeldkjedens struktur.

Det viser sig nu, at der er en paafaldende lovmæssighet i anordningen av de i fjeldkjedeserierne injecerte eruptivbergarter. I öst har allerede P. Quensel fremhævet den regelmæssige anordning av amfibolitserien, og denne fortsætter paa samme maate mot nord fra Tornetræsk ind i Norge. I nord ligger amfibolitmassiverne paa östsiden av den förste fjeldkjedesynklinal, mens de synes at bre sig ut mot vest naar man kommer sydover mot Sarjek.

Den anden fjeldkjedesynklinal er omraadet for de kisförende gabbroer, der som regel er injeceret i synklinalens östlige del. Her har man gabbrofelterne ved Sulitelma, Ballangen, Lyngen, Vaddas osv.

I den tredie fjeldkjedesynklinal (Nordlandssynklinalen), er det graniterne som spiller hovedrollen. Efter beliggenheten i lagserien kan man adskille to hovedtyper av graniter; en »bundgranit», hvis underside ikke er blottet, træder frem i antiklinalen mellem den anden og tredie synklinal og paa sine steder ogsaa vest for den sidste. Nordlandssynklinalen synes idethele overalt at hvile paa granit. Foslie har antat tilstedeværelsen av en grundfjeldskjærne under den kaledoniske injektionsgranit i omraadene syd for Ofotenfjorden, noget som forsaavidt bekræfter min antagelse om antiklinallinjens forlöp. Paa den anden side ligger der ogsaa en serie granitfelter, hvis underside er blottet, inde i Nordlandssynklinalen selv. Nordlandssynklinalens avslutning mot nord er av adskillig interesse; det viser sig nemlig at foldningsaksen helder mot syd, hvorved dens granitunderlag blir fremeroderet i nord. Man maa altsaa tænke sig, at Nordlandssynklinalen gaar op i luften over de uhyre brede granitfelter nord for Ofotenfjorden. Selv om granitkontakten mot sedimenterne er en injektionskontakt, maa man vistnok foreta en revision med henblik paa grundfjeldspartier i de mere centrale dele her. I Ofotenprofilet fremkommer derved et meget dypere horizontalsnit av fjeldkjeden end man kan faa i sydligere Nordlandsprofiler, noget som forövrig ogsaa gir sig tilkjende ved det opstikkende vindu av grundfjeld ved Tornetræsk.

De magmaer som er trængt ind i fjeldkjedeserierne har fortrindsvis vandret efter lagflaterne. Dette er kjendt fra flere tid-

ligere undersökelser, og jeg selv har undersökt fortræffelige eksempler herpaa ved Sulitelma og ved Vaddas.

Men hvorfra er saa disse magmaer kommet, hvor har de sit utspring i fjeldkjeden?

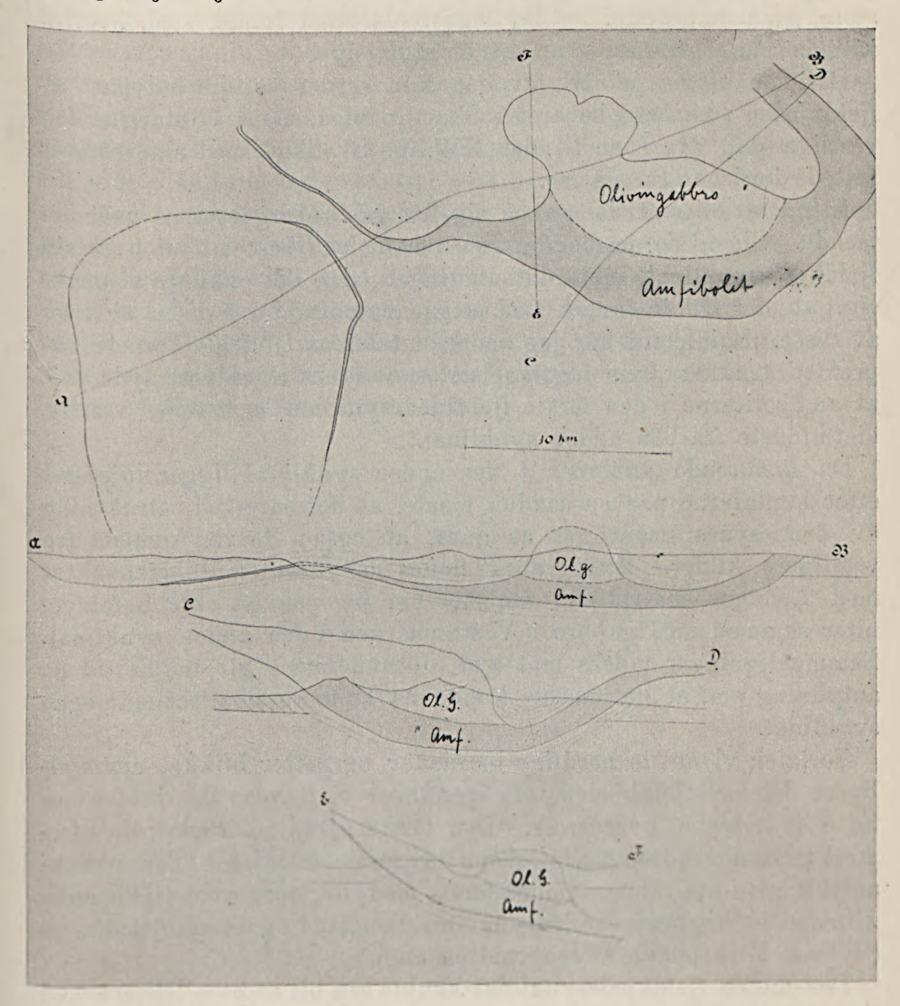


Fig. 4. Kart og profiler over gabbroomraadet ved Sulitelma, visende hvorledes injektionsmassen i hovedsaken fölger lagflaterne.

For de kaledoniske graniters vedkommende synes saken at være forholdsvis klar, idet man med större eller mindre sandsynlighet kan henföre dem til det store centralmassiv, hvori Lofotomraadet danner kjernen. Lofotbergarternes kaledoniske karakter er for-

længst paavist av J. H. L. VOGT og forfatteren. Lofoten blir da sandsynligvis fjeldkjedens store centralbatolit, hvorfra enorme magmamasser er trængt ind i fjeldkjedeserierne. Under Lofoten og en tilsvarende vestlig stripe ute i havet har sandsynligvis det store gjennembrudd i fjeldkjedegröftens bund fundet sted, hvorfra magmaerne er strömmet op fra de store dyp.

Det ser altsaa ut til, at det kun er den östlige halvpart av fjeldkjeden som er opbevaret i Skandinavien, mens vi mangler den vestlige del, svarende til det NW:lige Skotland med sin vestover rettede horizontalbevegelse.

Eiendommelig stiller saken sig for gabbrobergarternes vedkommende. Siden de er bundet zonemæssig saa bestemt til hver sin fjeldkjedesynklinal, vilde det ubetinget være det enkleste at tænke sig, at der hadde fundet sted et gjennembrudd i bunden av hver av disse. Imidlertid har jeg under omtalen av Ofoten—Tornetræsk-profilet trukket frem iagttagelser, som synes at maatte tyde paa, at amfiboliterne i den förste fjeldkjedesynklinal er kommet vestfra, idetmindste fra den anden synklinal.

De kisförende gabbroer i den anden synklinal ligger injeceret efter lagflaterne paa en saadan maate, at det bare ved betraktning av dem synes naturligst at anta, at ogsaa de var kommet fra vestligere kilder. Petrografisk findes der desuten likhetspunkter med Lofotens centralfelt; saaledes har jeg paavist ekte Lofotsyeniter sammen med gabbro i Vestfinmarken i den anden synklinal. Sammenligninger videre mot syd (Jotunheimen) gir imidlertid en antydning om, at de maaske kunde ha en mere lokal rot i sin egen synklinal.

Forlater vi nu de nordlige omraader og retter blikket mot sydligere dele av fjeldkjeden, saa igenfinder vi flere av de ovenfor omtalte tektoniske hovedtræk. Den förste synklinal svarer da nærmest til Jämtlandsomraadet, mens den förste antiklinal (Tornetræsk-antiklinalen etc.) bör sammenföres med de store grundfjeldsantiklinaler i riksgrænseströkene mellem Jemtland og Trondhjemsfeltet (Sylene, Mullfjeldet, Oldengraniten etc.).

Den anden fjeldkjedesynklinal skulde saa bli at parallelisere med Trondhjemsfeltet. Det er her et overordentlig paafaldende forhold at man har de talrige kisförende gabbroer i Trondhjemsfeltet i den samme tektoniske position som længer nord. Av interesse er det ogsaa at lægge mærke til, at man har svenske gabbroide svovelkisforekomster netop hvor den anden synklinal naar ind paa svensk side av riksgrænsen.

Den tredie fjeldkjedesynklinal igenfinder man saa helt ute ved

kysten ved Hitteren og Smölen, hvor ogsaa J. Schetelig har pekt paa sammenhængen mot nord.

Forskjellen mellem Nord-Norges og Syd-Norges fjeldkjeder synes i mangt og meget at bero paa, at man har et saa meget dypere horizontalsnit i syd. Herved er fjeldkjedens underlag blottet i langt större utstrækning i det sydlige Norge. Her kan den store Nordvesttavle nævnes. Den blir antagelig at opfatte som en stor grundfjeldsantiklinal i fjeldkjeden, saaledes som ogsaa de indfoldede silurstriper viser. Og fra Jotunheimen har V. M. Goldschmidt ved sine klassiske undersökelser vist os eruptivernes rötter dypere end noget andet sted. Fordi man i nord har et höiereliggende horizontalsnit i fjeldkjeden, blir grundfjeldsantiklinalerne for en væsentlig del dækket av fjeldkjedesedimenter og kaledoniske eruptiver, saa fjeldkjeden derved opnaar en tilsyneladende langt större bredde. Imidlertid maa man ogsaa i syd opfatte grundfjeldsantiklinalerne som integrerende ledd i fjeldkjeden, og de adskilte dele forbindes derved til en större enhet.

Lokal med recenta jättegrytor i Motala ström.

Av

Carl Th. Thäberg

Motala ström, som genomflyterN orrköpings stad, bildar i stadens centrala delar flera märkliga fall däribland de s. k. Järnbrofallen. Vid mitt besök därstädes i juli månad 1922 var flodbotten för att möjliggöra en reglering totalt torrlagd. Som flodbottnen uppvisade ett stort antal jättegrytor, vilka vid regleringsarbetet skulle komma att bortsprängas, företog jag en okulärbesiktning av platsen, och framlägger resultat av densamma här nedan.

Jättegrytorna, vilkas recenta bildningstid ju i detta fall är påtaglig, äro samlade till tre olika grupper belägna under respektive tre olika forshuvuden. Deras läge framgår av fig. 1 å vilken bild även synes att strömmen, som ovan fallen har en strömfåra av betydlig bredd där är sammandragen till en smal passage i vilken här behandlade jättegrytor uppträda. Över de första fallen framgår två starka strömmar under det att mellan desamma vattnet har mindre hastighet beroende på bottnens jämt sluttande yta och frånvaron av blockanhopningar. Vid nedre forshuvudet, som sträcker sig över hela strömfåran, har karaktären av tvenne skilda strömmar ännu ej helt borteliminerats och under det att den ena omedelbart efter passerandet av forshuvudet framrinner i en utvidgad lugn strömfåra går den andra uppfylld av stora virvlar över häll och blockrik botten.

Den östligaste gruppen består av 31 tydliga jättegrytor, de största äro tvenne tvillinggrytor den ena ej mindre än 2.10 *m* djup och 0.60 × 0.80 *m* i diameter med sin ena vägg delvis genombruten, bildande en förbindelse med den lägre liggande tvillingen vars djup är 1.20 *m* och diam. 0.60 *m* bägge jättegrytornas väggar äro med växlande mellanrum bandformigt ursvarvade och bott-

narna skålformiga och i ovanligt hög grad finslipade. Av övriga jättegrytor i denna grupp fäster man sig särskilt vid sex stycken i det närmaste lika stora grytor, som ligga i en halvbåge på yttre kanten av den plattformsliknande häll, i vilken jättegrytorna förekomma. Deras djup växlar mellan 0.50 och 0.60 *m* och diametern mellan 0.25 och 0.35 *m*. Bottnen i dessa grytor är slipad i enlighet med vad fig. 2 utvisar. Anledningen till denna nog så märkliga form torde vara att några större löpare ej förekommit vid

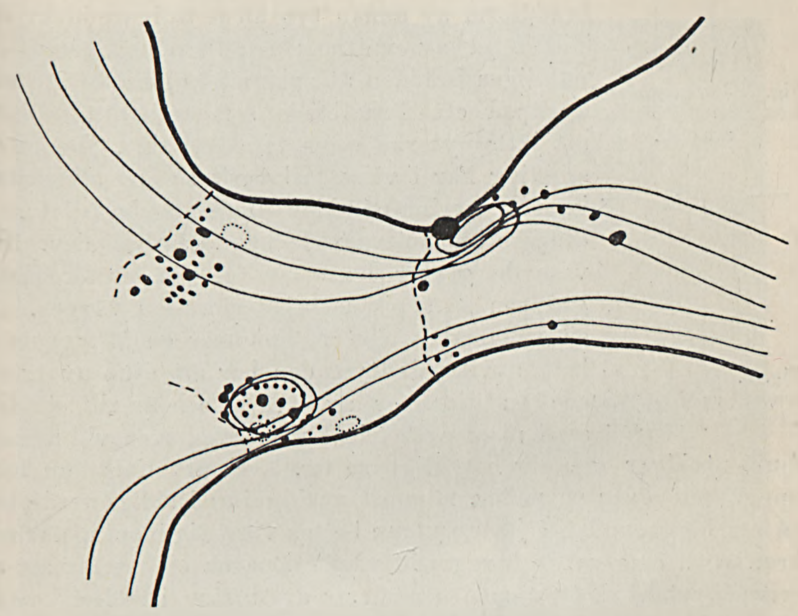


Fig. 1. Delvis schematiserad situationsplan av jättegrytornas läge i strömfåran. (Streckade linjer markera forshuvuden, heldragna tunna linjer strömmarnas riktningar, öglorna virvelbildningar.)

ursvarvningen utan de ersatts av småsten och sand, varför även synes tala att grytornas väggar visa en alldeles slät cylindrisk form utan några ursvarvningar eller utvidgningar av grytornas väggar. Grytornas brädd visar ej någon starkare nötning åt någondera sidan och detta kan möjligen stå i samband därmed att de utbildats på botten av en gemensam stor utsvarvning enär hela den plattform, å vilken de förekomma, visar sig vara skålformigt ursvarvad, med en yta påminnande om de i skärgårdarna nog så vanliga ursvarvningarna. Skålens mittparti är nämligen 0.30 *m* djupare än dess kanter och nedanför densamma anträffas ett större antal svarvade lösa stenar, som torde tjänstgjort som löpare. Inom denna grupp förekommer ytterligare tvenne skålformiga urslip-

ningar den ena av dessa inneslutande tvenne mindre jättegrytor. Av intresse äro vidare ett par tvillinggrytor med mellanväggen totalt borteroderad frånsett en låg kam i bottnen.

Den västligast belägna gruppen av jättegrytor äro delvis av annan typ beroende därpå att drivkraften vid ursvarvningen här utgjorts av bakvattensvirvlar. Med anledning därav är, frånsett de högst liggande grytorna, formen oval med sträckning i strömmens lopp de hava även en bräddform av annan typ än de tidigare beskrivna. Till följd av vattnets regelbundna rörelse har nämligen brädden åt avrinningssidan blivit starkt avslipad ett förhållande som underlättats därav att jättegrytorna ligga terassformigt. Denna avslipning har i vissa fall varit så stor att grytans kant å avrinningssidan ligger ända till 0.70 *m* djupare än motsvarande kant å andra sidan. Härvarande grytor ha ej heller den för föregående gruppen så typiska cylinderformiga väggen. På själva forshuvudet förekommer en jättegryta av helt avvikande typ, den har ett djup av 1.50 *m* och en diameter av 0.70 *m* och är till ett djup av 1.10 *m* cylindriskt ursvarvad men vid nämnda djup utvidgar den sig betydligt se fig. 3, så att diametern torde uppgå till över en meter, nämnda utvidgning i sidled torde bero på att berggrunden i jättegrytans botten visat sig mera motståndskraftig än omgivande berggrund varför löparna ej förmått att angripa grytans botten men har deras avslipning i stället kommit att utvidga sig i sidled. Inom denna grupp av jättegrytor förekommer även en skålformig ursvarvning i det närmaste överensstämmande med den i föregående grupp beskrivna. Antalet inom gruppen observerade jättegrytor uppgår till 22 stycken därav trenne med ett djup av 0.70 *m* och en diameter varierande mellan 0.35 och 0.40 m.

Fig. 2. Jättegryta med botten ringformigt ursvarvad.

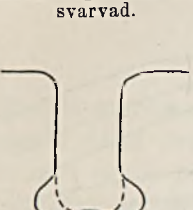


Fig. 3. Längdprofil genom en i botten utvidgad jättegryta.

Den tredje gruppen av jättegrytor omfattar de, som äro belägna nedanför sista forshuvudet, de äro ej så samlade som de förut beskrivna grupperna, utan förekomma dels omedelbart nedanför forshuvudet dels i en bågformig utsträckning utgående från västra stranden till strömmens mitt och begränsat till det område

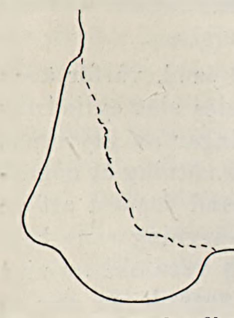


Fig. 4. Vertikalprofil genom den inverterade jättegrytan. (Den streckade linjen utvisar ursprungliga bergväggen.)

där tidigare omnämnda ström och virvelbildningar framgår. Av dessa jättegrytor, 14 till antalet, äro alla överensstämmande med i föregående grupp beskrivna, frånsett de två längst från fallet belägna, som hava lodräta väggar och ett jämnt bräddavlopp i oval form, den bortre, en diameter av 0.40 × 0.70 *m* och ett djup av 1.40 *m*, den andra en diameter av 0.42 × 0.40 *m* och ett djup av 0.60 *m* Inom denna grupp förekommer dock en jättegryta av från de övriga avvikande typ. Den torde i viss mån kunna be-



Fig. 5. Några jättegryter inom den östliga gruppen.

tecknas som en inverterad jättegryta. Den är belägen i västligaste väggen omedelbart nedanför sista forsen och torde åtminstonde till största delen hava uppstått till följd av reflekterade vattenstrålar. Man kan måhända tänka sig tre olika utvecklingsstadier som givit anledning till jättegrytans nuvarande utseende. Första stadiet torde vara ursvarvningen i bergväggen, se fig. 4, anledningen till att densamma uppstått får tillskrivas en från forshuvudet mot

bergväggen riktad vattenkaskad underhjälpt av med densamma kommande sand och småsten. Vid ras å forshuvudet eller vid tidigare ström-reglering har denna ursvarvning upphört och i stället har genom virvelbildningarna en horisontalt liggande skålformig ursvarvning av 3.00 *m* diameter och ett djup i centrum av 0. 7 *m* uppstått. Denne skålformiga ursvarvning har senare fyllts av nedstörtande block som hindrat dess fördjupande. Å nämnda blockanhopning nedstörtad vattenmassa har sedan återkastats mot nedre delen av den i bergväggen förekommande ursvarvningen varvid uppstått en valkformig fördjupning vars utseende framgår av fig. 4.

Å här beskrivna lokal förekommer ett ytterligt stort antal jättegrytor i tidigare utvecklingsstadier, liksom rännor och påsformiga ursvarvningar men äro dessa av den typ, som vanligtvis uppträder vid stridare vattendrag som framrinna över berggrund, och äro ej av något speciellt intresse.

A note on the relation between Hydrogen ion concentration and physical properties of soil.

By

O. Arrhenius.

In a previous paper (1) the influence of the hydrogen ion concentration on the precipitation of clay has been pointed out and was explained by the hypothesis that the clay was an ampolyte. From many points of view in the soil science it is of very great interest to discover whether other physical properties are influenced in the same way.

For this purpose the hygroscopicity, the »fineness»[1] (finlekstal) and the watercapacity were chosen as characteristics of the soil and were compared with the settlingrate and height of precipitated column of the clay-suspension at varying P_H.

The experiments were carried out as follows: 50 g. clay, sieved with $^1/_2$ mm. mesh, were suspended in 200 cc. water, kept in a glasscylinder, different amounts of acid and alkali added and the volumes filled up to 250 cc. The mixture was well shaken and left to settle. During the precipitation the height of the column of settled clay-particles and that of the supernatent clear liquid were measured at several intervals.

For measuring the acidity of the system some cc. of the clear liquid were taken out and the P_H measured colorimetrically.

In order to allow the most stabilized, suspensions to settle, the precipitation was continued for 1 $^1/_2$ months. After this the clear supernatant liquid was carefully decanted and the rest, the thick, jellified mass was poured on a funnel.

[1] »Fineness means the viscosity of a clay holding 10 % water and stirred to constant consistence as measured by the impression formed by a cone of certain angle and weight, falling from a height when the point of the cone touches the level surface of the clay sample.

A part of this halfdry mass was then taken for the finenesstest, which was carried out according to the prescriptions given by the Geotechnical Commission of Government Railroads. (4)

The mass was then allowed to dry at roomtemperature and, when dry, was powdered by gentle pressure with a piece of rubber.

The hygroscopicity was measured in the usual way, (3) the clay reaching constant weight in a wacuumdessicator over 7.5 % H_2SO_4 and afterwards drying at 110° C.

The exact measurement of the watercapacity is still an unsolved problem, but the method here described has many advantages. The method has previously been used by PETTIJOHN (5) when trying to determine the total surface of sand and glasspearls. It is as follows. A weighed portion of soil is moistened in a flask by water from a burett. The flask is continuously shaken and then the soil is baked into lumps. When there is no more loose dusty soil the experiment is ended, and the amount of water added read on the burett. The water is then calculated per g. dry substance. The following table will give an idea of how well the method works (Tab. 1.)

Tab. I.

The watercapacity method.

Amont of soil used g.	5.48	6.85	12.59	6.72
Water added cc.	1.35	1.70	3.10	1.67
Percentage of water %	24.8	24.8	24.7	24.9

Mean 24.8 + 0.05 + Hygroscopic water 6.2 % = 31 ± 0.05

To represent dry weight there is taken for the purpose of these experiments the weight of the substance dried at 110° C.

For acidifying, sulphuric and oxalic acid were used, for alkalinizing, $Ca(OH)_2$ and NaOH. Tab. 2—4.

The results of these investigations are seen from the above table. The curves also represent these results. Fig. I gives the H_2SO_4—$Ca(OH)_2$ treated clay, II that treated with oxalic acid or NaOH and finally III is another clay treated with NaOH or

Tab. II.

H_2SP_4—$Ca(OH)_2$—Series.

PH	1.5	3.5	4.2	4.7	4.9	5.0	5.4	6.1	6.8	7.5	8.0	9.1	10.0
Hight of Column . .	38.1	32.7	35.3	36.1	32.5	29.9	23.7	22.1	20.1	20.0	22.9	31.2	33.0
Relative settl. rate .	68	61	63	65	50	10	6	1	0.1	0.1	1.1	50	75
Fineness	44.4	42.2	46.6	52.7	43.4	42.9	34.5	33.0	31.4	31.3	31.6	44.1	45.9
Hygroscopicity . .	3.25	3.53	3.50	3.14	3.70	3.72	3.80	3.85	3.91	3.95	3.50	3.36	3.30

Tab. III.

Oxalic acid.—NaOH—Series.

PH	2.5	3.8	5.0	5.8	6.0	6.5	6.6	6.7	6.8	7.0	7.5	8.5	10	12
Height of column	28.4	29.0	25.7	24.6	24.1	21.8	20.6	20.2	20.1	18.6	18.0	20.9	23.7	24.4
Relative settl. rate	50	50	30	10	6	1	0.1	0.1	0.1	0.06	0.06	0.1	0.1	0.1
Fineness . . .	36·7	37.0	35.7	34.7	34.2	33.8	32.0	31.5	31.4	30.4	29.2	25.7	27.9	33.1
Hygroscopicity	3.40	3.37	3.51	3.53	3.60	3.65	3.70	3.78	3.95	4.3	4.3	3.90	3.55	3.50

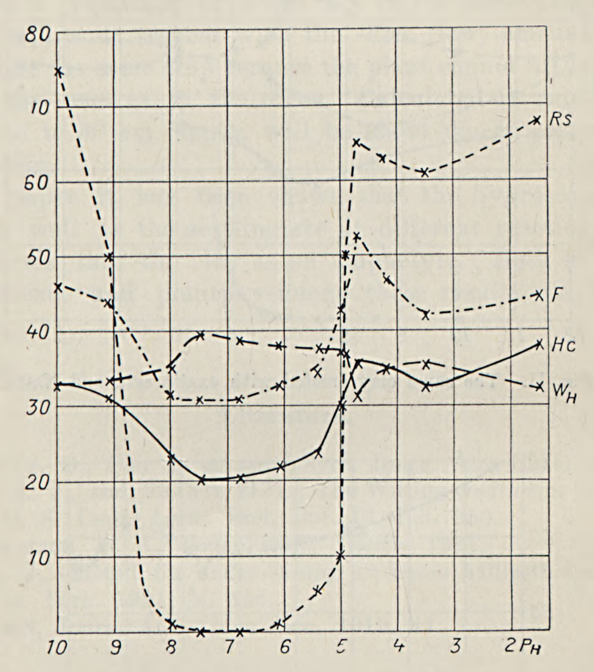


Fig. I. Different physical properties of a clay when treated with H_2SO_4 or $Ca(OH)_2$ as influenceal by the reaction.

Rs = settlingrate in cm per hour
F = fineness
Hc = height of column
WH = watercapacity

Tab. IV.

H_2 SO_4—NaOH—Series.

PH .	2.5	3.0	3.8	4.2	4.4	4.5	4.7	4.9	5.0	6.1	6.9	7.2	7.7	7.9	8.6	9.5
Hygroscopicity .	5.70	6.15	5.99	5.83	5.54	5.72	5.75	5.79	5.78	5.97	6.08	6.08	6.30	6.36	6.56	o.94

H_2SO_4 especially taken with smaller intervals in order to give a clearer idea of the hygroscopicity in the critical range PH 5—3.

It is easily seen from the figures that the settling rate, the height of the clay-column, and the fineness, follow each other, so that a high fineness, settlingrate and column are reached at high alkalinity and acidity and at the isoelectric point. The hygro-

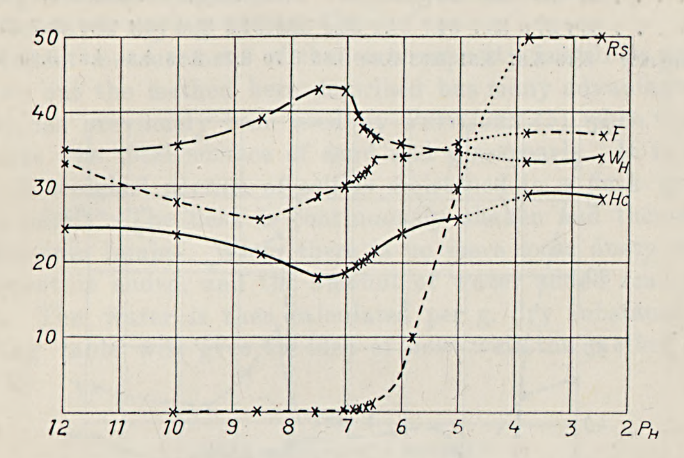


Fig. II. The same clay treated with oxalic acid and NaOH.

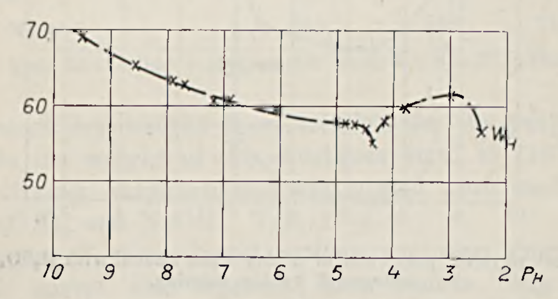


Fig. III. The change in hygroscopicity of another clay when treated with H_2SO_4 and NaOH.

scopicity on the other hand is low at these points, and high when the clay is more stabilized. The watercapacity is not plotted here or the results given in the table as it is invariable, within the limits of error, at 31 ± 0.5 even if the reaction has been very much changed.

These results will have a great influence on our conception of the mechanical analysis of soils; whichever method one uses, the

reaction, and certainly other conditions too, play great rôle. A measurement of the hygroscopicity, the fineness or the settlingrate only gives a certain phase of the clay which may be changed when changing the reaction. Also from the point of view of the plant-physiologist the observations made here will be of importance. According to Briggs (2) the »nonavailable» water stands in a certain proportion to that hygroscopically fixed. Here has been shown that the hygroscopicity of a clay may vary from 3.3 to 4.3 depending on the treatment and the reaction. This means a variation of 1 % and a variation of about 3 % in the nonavailable water. That is, both soils treated with the same (low) amount of water will not give the same crop because the plant cannot utilize as much water in the one as in the other. Calculated in rain, 3 % of a soil, counted to 30 cm. depth, will be about 0.9 cc per cm^2, equal to 9 mm. rain.

In this paper it has been shown that the hygroscopicity and fineness as well as the settlingrate at different reactions support the hypothesis that the clay is an ampholyte. Both as affecting the soil science and plantphysiology these results will be of interest.

Literature.

(1) ARRHENIUS, O., Clay as an ampholyte. Journ. Am. Chem. Soc. 1922.
(2) BRIGGS, L. J., and SHANTZ H. L., The Wilting coefficient for different plants, U. S. Dept. Agric. Bull. Bur. Pl. Ind. 230.
(3) MITSCHERLICH, E. A., Bodenkunde. Berlin 1911.
(4) OLSSON, J., Metod för undersökning av lerors hållfasthetsegenskaper, Geol. För. Förh. 1921. N. 346.
(5) PETTIJOHN, Journ. Am. Chem. Soc. 1919. 41.

En leptitisk sandstensartad arkos på stortjärnsåsen i Woxna socken.

Av

Harry von Eckermann.

Cirka tre mil söder om Loos kyrkoby i Hälsingland och på Woxna älvens västra strand uti Woxna socken sträcker sig i nord-nordvästlig riktning en skarpryggad smal bergås, som efter den



Fig. 1. Området kring Stortjärnsåsen.

omedelbart väster därom belägna lilla sjön Stortjärn bär namnet Stortjärnsåsen (fig. 1).

Åsen uppbygges huvudsakligen av en mikroklinrik röd pematitisk gnejsgranit, i vilken anträffas brottstycken av den omgivande

grå granatgnejsen. Tack vare gnejsgranitens större motståndskraft har den utformats till en c:a 50 *m* hög erosionsrest över gnejsterrängen.

Vid ett besök på bergåsen förlidet år i samband med min pågående kartering av Loos-fältets berggrund, observerade jag på åsens norra del i en svacka på åsryggen en ljusröd, tät, leptitisk bergart, som jag då antog utgöra en mylonitiserad del av den röda gnejsgraniten. Vid undersökning av ett slipprov befanns densamma emellertid närmast uppvisa en klastisk arkosliknande struktur med större skarpkantade korn av kvarts, mikroklin och plagioklas i en finare grundmassa av huvudsakligen rena kvartskorn (fig. 2).

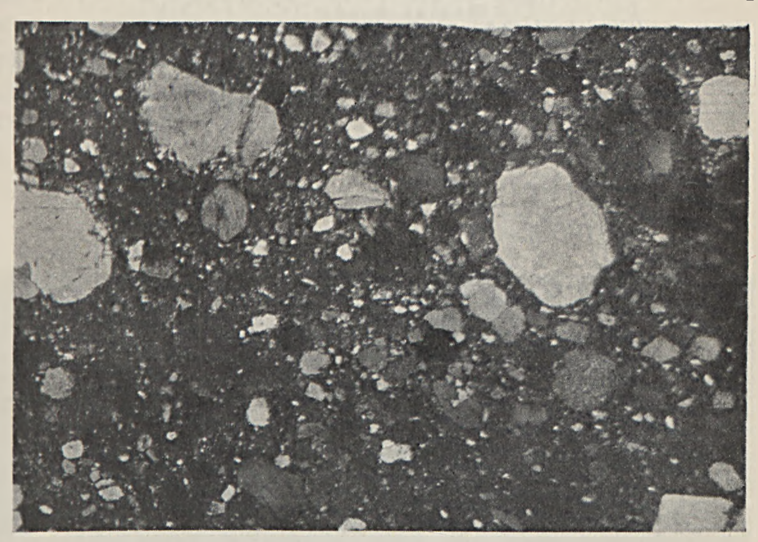
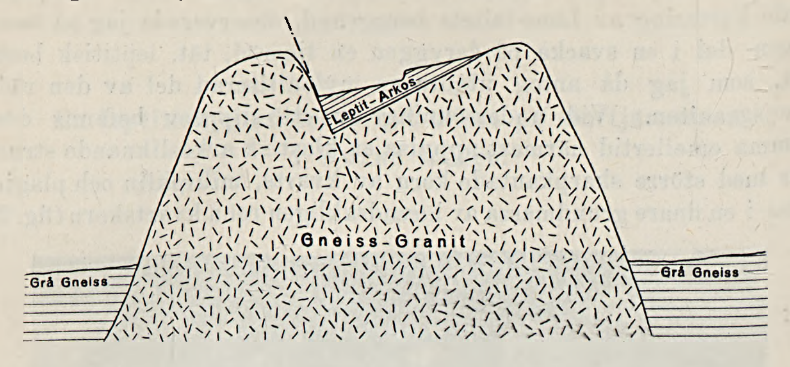


Fig. 2. Arkos-leptit, kors.nik., 20 ggr. förstoring.

Även om många av kornen tydligen varit utsatta för mekanisk påverkan, d. v. s. uppvisa krossningssprickor, så synas dessa uppkomna efter det kornen intagit sin plats i bergarten, och sålunda ej härleda sig från en mylonitisering av angränsande gnejs-granit. Bergarten synes mig därför sannolikt vara en leptitiskt tät, något pressad, sandstensartad arkos.

För att här föreligger ett silificierat vittringsgrus talar även det förhållandet, att plagioklasen i arkosleptiten delvis är av en helt annan karaktär än den, som förekommer i gnejsgraniten, i det den uppvisar granofyriska och myrmekitiska utbildningsformer, vilka jag icke kunnat återfinna i de slipprov, som tagits från gnejsgraniten.

Nedanstående tvenne analyser av bergarten hava utförts, den första av professor J. Petrén å själva bottenskiktet, den senare av författaren å stuff från överytan. Den aktuella mineralsammansättningen har jag i bägge fallen bestämt geometriskt.



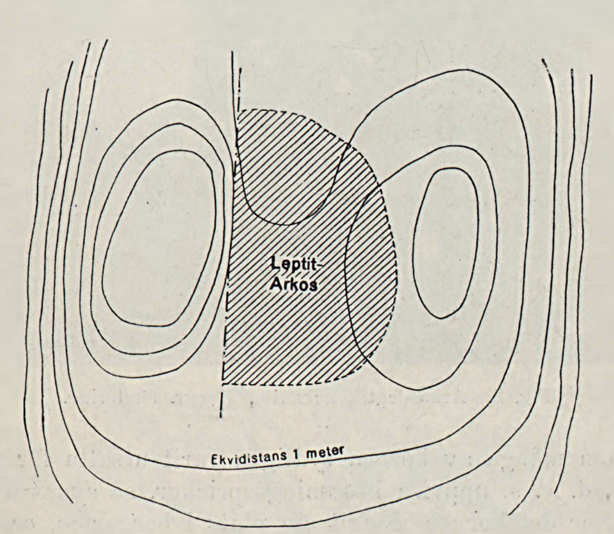


Fig. 3. Skiss av Stortjärnsåsens norra del.

Av analyserna framgår hurusom fältspathalten tilltager mot underlaget, ävensom huru plagioklasen kvantitativt dominerar i bägge fallen.

Jag har vid ett senare besök i år å fyndplatsen uppritat den i fig. 3 återgivna schematiska sektionen och ekvidistanskartan över Stortjärnsåsens norra ände. Som därav framgår begränsas arkosleptiten österut av en förkastningssköl, som delvis synes följa en

	I.		II.	
	Analys.	Aktuell mineral-sammansättning.	Analys.	Aktuell mineral-sammansättning.
SiO_2 . . .	78.28 %	Mikroklin . 22 %	83.19 %	Mikroklin . . 16 %
TiO_2 . . .	0.06 »	Plagioklas . 33 %	0.03 »	Plagioklas . 22 %
Al_2O_3 . . .	11.27 »	Kvarts . . . 45 %	8.31 »	Kvarts . . . 62 %
Fe_2O_3 . . .	0.00 »	100 %	ej best.	100 %
FeO . . .	1.79 »		1.52 %	
MnO . . .	0.00 »		ej best.	
CaO . . .	0.62 »		0.58 %	
MgO . . .	0.22 »		ej best.	
Na_2O . . .	2.96 »		1.92 %	
K_2O . . .	3.88 »		2.79 »	
H_2O . . .	0.00 »		0.10 »	
H_2O . . .	0.15 »		0.41 »	
	99.23 %		98.85 %	



Fig. 4. Stortjärnsåsens norra ände. Förkastningsskölen följer berget till höger vid spaden, leptiten synes vid hammaren till vänster.

starkt pressad grönstensgång (sannolikt primärt en lamprofyr av dioritisk karaktär) och som innesluter mylonitiserade brottstycken av såväl gnejsgraniten som arkosen (fig. 4).

Å den nedsänkta västra delen av bergåsen, vilken stupar svagt söderut, vilar arkosleptiten direkt å gnejsgraniten över vilken den utkilar västerut i en skarpt bestämbar gräns (fig. 5).

I den mot förkastningsskölen sluttande svackan träder leptitens med underlaget parallella bankning tydligt i dagen (fig. 6).

Å svackans norra krön kilar arkos-leptiten även ut, och gnejsgraniten är där blottlagd ända fram till förkastningen. Söderut

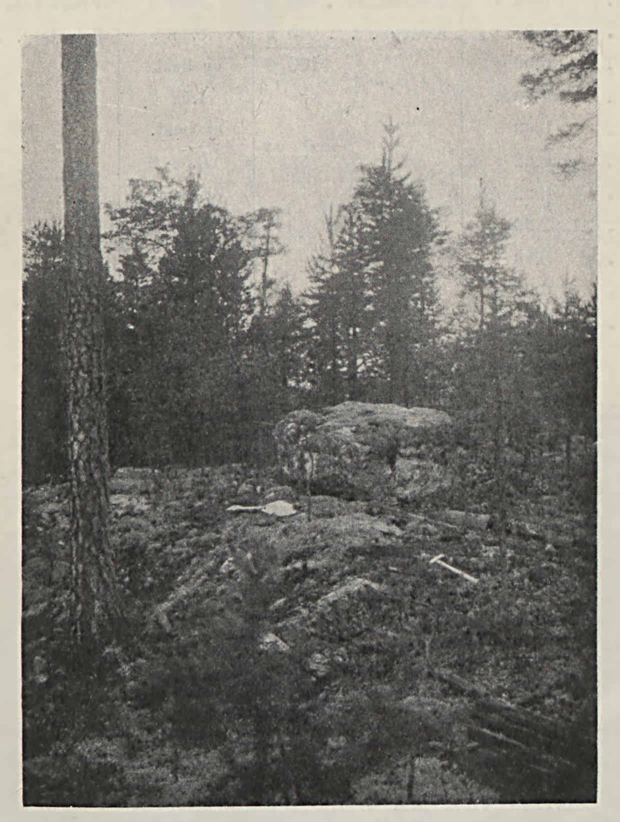


Fig. 5. Arkos-leptitens gräns, markerad av hammaren, spaden och den ljusa linjen i fonden.

försvinner leptiten under morän, men då den c:a 50 *m* längre bort saknas å den ånyo blottade lägre liggande bergytan, är den sannolikt borteroderad redan omedelbart utanför den skyddande förkastningsbranten, såsom jag också antytt å kartskissen.

Arkos-leptiten å Stortjärnsåsens nordvästra krön markerar alltså troligen ett gammalt denudationsplan, som ursprungligen legat

lika mycker över det nuvarande bergskrönet (181 *m* ö. h.) som förkastningens språnghöjd. Att döma av den jämförelsevis låga graden av mylonitisering längs förkastningsskölen, synes mig denna höjd icke kunna hava varit avsevärt stor.

Huruvida denna landyta utgjort underlaget till Loosfältets sedimentserier, närmast dess kvartsiter, eller till Dala-sandstenen, torde med nu befintliga data icke kunna med säkerhet bestämmas. För det förstnämnda alternativets bedömande saknas ännu i hög grad jämförande observations- och stuffmaterial. Dock lägger man

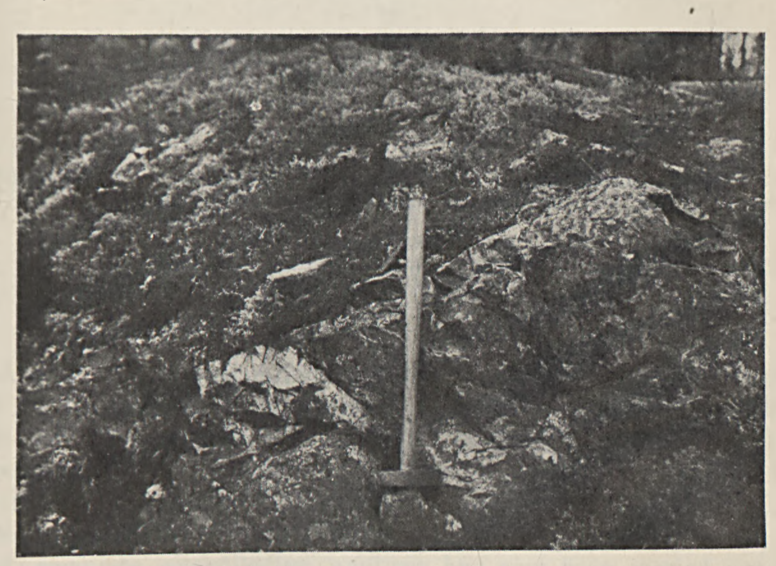


Fig. 6. Arkos-leptitens bankning parallellt med underlaget.

redan nu märke till den om yngre ålder vittnande fullkomliga friskheten hos arkosleptitens kalifältspat, ävensom till den obetydliga tryckmetamorfosen jämförd med Loos-bergarternas starka förskiffring och glimmerbildning.

I det andra fallet åter, har jag vid genomgång av samtliga tillgängliga slipprov av Dala-sandsten i Sveriges Geologiska undersöknings och egna samlingar funnit en viss överensstämmelse i mineralsammansättningen, särskilt i slipprov tagna nära sandstensformationens liggande. Gemensam är sålunda en ganska riklig mot liggandet tilltagande fältspathalt med opigmenterad mikroklin och pigmenterad plagioklas, ävensom implikationsstrukturer i åtskilliga plagioklaskorn. Däremot visa själva stufferna med få

undantag makroskopiskt en betydligt grövre textur hos sandstenen än hos arkos-leptiten.

Även om alltså ingen bestämd slutsats om åldern av denudationsplanet på Stortjärnsåsen för närvarande kan dragas, vill jag dock på grund av föreliggande material uttala en förmodan, att detsamma snarare utgör underlaget för Dala-sandstenen än för Loos-skiffrarna, och sannolikt är av prejatulisk eller prejotnisk ålder.

The alkali-spinel of the Mansjö Mt.

by

HARRY VON ECKERMANN.

Bibliography: 1. v. Eckermann, H. The Rocks and Contact Minerals of the Mansjö Mt. Geologiska Föreningens Förhandlingar, Vol. 44, pp. 203—410. 1922.
2. Dana, I. E. A System of Mineralogy.
3. Flink, G. Bidrag till Sveriges Mineralogi. Arkiv f. Kemi, Mineralogi och Geologi Bd. 5. No. 10.

Among the contact-minerals of the limestone deposit at Mansjö Mt. in the province of Hälsingland in Northern Sweden, the author has previously described (1. p. 346) a blackish green spinel, which occurs in sharply bounded octahedrons, and which was proved by micro-chemical tests ($K_2Cu\ Pb(NO_2)_6$ and $NaC_2H_3O_2UO_2(C_2H_3O_2)_2$ -precipitations) to contain alkalies.

A complete quantitative analysis has now been carried out at the private laboratory of the author with the kind assistance of Mr. G. Haglund, Chemical Engineer, and is given below (I):

	I	Ia	II	III
	%		%	%
SiO_2	0.94	1.56	3.15	—
Al_2O_3	57.80	56.55	57.20	67.01
Fe_2O_3	3.04	1.90	—	2.17
FeO	9.62	13.34	20.51	8.55
MgO	24.76	61.40	18.24	21.97
CaO	0.84	1.50	—	—
Na_2O	1.38	2.20	—	—
K_2O	1.31	1.39	—	—
H_2O	0.00	—	—	—
	99.69		99.10	99.70

I. Spinel from the limestone of the Mansjö Mt. Anal. G. Haglund and H. v. Eckermann.
Ia. Molecular proportions of I.
II. Ceylonite from Ceylon (2. p. 222).
III. Green-black spinel from Franklin, N. Y. (2. p. 222).

The sampling of the mineral analysed was carried out with the utmost care, only pure, perfectly crystallized spinel crystals being selected, and the ground mineral powder subjected to inspection under the microscope. As an extra precaution, the sample was washed with diluted hydrochloric acid before analysing.

The high percentage of alkalies, therefore, cannot possibly be traced to an impure sample, but constitutes a characteristic component part of the Mansjö spinel. This is further confirmed by a checking analysis carried out by Mr. G. Haglund with a new sample, which gave the following values:

$$Na_2O = 1.42\ \%$$
$$K_2O = 1.32\ \%$$

Not counting the alkalies, the composition of the spinel agrees in alumina with the ceylonite (II above) and in iron and magnesia with the Franklin-spinel (III above).

Using the ordinary spinel-formula, and assuming that the lime occurs as silicate, the composition of the mineral may be given schematically as follows:

Alternative I		Alternative II	
$MgO \cdot (AlFe)_2O_3$	84.7 %	$(FeMg)O \cdot (AlFe)_2O_3$ . .	89.0 %
$CaSiO_3$	1.7 »	$CaSiO_3$	1.7 »
$(FeMg)O$	10.9 »	MgO	6.6 »
$(NaK)_2O$	2.7 »	$(NaK)_2O$	2.7 »
	100.0 %		100.0 %

An explanation of the high percentage of alkalies may possibly be found by considering the genesis of the mineral in question. I have previously shown (1. p. 334), how the spinel of the Mansjö limestone has been formed by the addition of magnesia, simultaneously with the decomposition of phlogopite, according to the reaction:

$$2\ [(KH)_2AlMg_3Si_3O_{11}F] + 10MgF_2 + 6H_2O = 3(Mg_4Si_2O_8 \cdot MgF_2) + MgAl_2O_4 + 16(HK)F$$

Phlogopite — Chondrodite — Spinel

The alkalies thereby released are, consequently, in part retained by the spinel.

The excess of magnesia above the regular spinel-formula may be accounted for in connection with the addition af magnesia from the pegmatitic Mansjö gneiss-granite, in which instance the schematic formula II probably corresponds to the actual composition better than formula number I.

The refraction and specific weight of the alkali-spinel have previously (1. p. 346) been determined by the author as being

$$n_{Na} = 1 \cdot 720$$
$$\text{sp. Wt}_{(15^\circ)} = 3 \cdot 683$$

The size of the crystals, as a rule, does not exceed 0.2 *mm.*

I take the opportunity here of correcting a few errors and misprints, which my above mentioned paper (1) have been found to contain.

On page 263 and in the errata page 410, there is discussed an alleged difference between the axial angle values of fayalite as found by me and the axial angle curve plotted by *N. Magnusson* (G. F. F. Vol. 40. 1918, p. 601). Dr *G. Aminoff* has kindly drawn my attention to the fact, that I have overlooked *Magnusson's* having contrary to ordinary practice drawn the curve with decreasing angle-values along the ordinata, — so that, consequently my determinations confirm his comparative summary of earlier observations.

Dr. *Aminoff* has also pointed out that the differences between several axial angles observed and calculated are considerably diminished if the original formula

$$tgV = (+)\frac{\gamma}{\alpha}\sqrt{\frac{\alpha+\beta}{\beta+\gamma}}\sqrt{\frac{\beta-\alpha}{\gamma-\beta}}$$

$$tgV = (-)\frac{\alpha}{\gamma}\sqrt{\frac{\beta+\gamma}{\alpha+\beta}}\sqrt{\frac{\gamma-\beta}{\beta-\alpha}}$$

and not the abreviated approximation

$$tgV = \sqrt{\frac{\gamma-\beta}{\beta-\alpha}}$$

be used.

I have therefore recalculated the said angles, which are now given below together with the misprints:

p. 214 l. 17 and 29	read:	quantitative
p. 220 l. 31	» :	quantitative
p. 224 l. 38 and p. 225 l. 1	» :	2V = (—)85°04′ (recalculated) and omit from »i. e.» to »in question»
p. 227 l. 24	» :	almandite
p. 241 l. 28	» :	NiO = 0.05
p. 243 l. 33	» :	$2\ V_{na}$ (Cal) = (—) 83 47′ (recalculated)
p. 247 l. 22	» :	CARSTENS
p. 249 l. 4	» :	$\rho > v$

p. 250 l. 13	read:	CARSTENS
p. 252 l. 16	» :	CARSTENS
p. 259 l. 26	» :	pegmatitic
p. 264 l. 4	» :	2 V_{na} = 56°18′ (recalculated) 2 V_{na} = 55°46′
p. 274 l. 27	» :	2 E = 62°
p. 277 l. 5	» :	la magnétite a cristallisée
p. 302 l. 25	» :	IV
p. 315 l. 17	» :	Omit from »with» to »agreement»
p. 317 l. 23	» :	2 E = 40°
p. 320 l. 26	» :	have been observed secondarily
p. 327 l. 37	» :	Microcline
p. 334 l. 6	» :	3 $MgFeSi_2O_6$
p. 347 l. 11	» :	magma
p. 349 l. 20	» :	2 V_{550} = − 77°05′
p. 353 l. 39	» :	any large proportions of alumina
p. 357 l. 7	» :	when discussing the diopsides containing fluorine, I have overlooked the blue pyroxene from Långbanshyttan, described by FLINK (3. p. 202).
p. 358 l. 30, 31	» :	2 V_{na} (Obs) = − 41°51′ 2 V_{na} (Cal) = − 42°34′ (recalculated)
p. 362 l. 3	» :	$(\beta-\alpha)_{na}$ (Obs) = 0.0057 $(\beta-\alpha)_{na}$ (Cal) = 0.0051
p. 377 l. 33	» :	$\rho > v$
p. 380 l. 38	» :	26°25′ 26°34′ 27°30′ 25°52′
p. 381 l. 27	» :	Fe_2O_3
p. 394 l. 32	» :	with the continued penetration
p. 399 l. 4	» :	$MgO—SiO_2$ melting-diagram
p. 399 l. 16	» :	Sedimentary
p. 402 l. 13	» :	Stockholm 1820.

Petrographical and Chemical Observations on the Hälleflintas of the Dannemora Mining Field

By

ERIK NYSTRÖM.

Contents.

Introduction.

It is well known that the central Swedish ore-deposits are as a rule connected with a certain characteristic geological formation, viz. the so-called leptites (also named granulite or hälleflinta), a quartz-felspar rock, petrographically most often of a quartz-porphyritic composition.

The Dannemora ore deposits form no exception to this rule. They are situated in the province of Uppland, 100 kilometres north of Stockholm, inside a leptite-district, which has approximately a North—South extension, with a width varying between 0.5 km and 10 km and having ramifications eastwards as well as westwards. The length of the leptite belt is about 45 km and its area 150 square kilometres.

Since very remote times this district has been of great importance for the mining activities in Sweden, and it is many years since Swedish and foreign scientists began to occupy themselves with geological problems in the Dannemora region. About the middle of last century A. ERDMANN published a detailed geological description of the mines, and in 1878 A. E. TÖRNEBOHM completed his examination of Dannemora, which resulted in a geological atlas and description.

In 1893 and 1895 O. NORDENSKJÖLD published his important essays on the Swedish hälleflintas, and Dannemora was also subject to his study from a genetical point-of-view (Bull. Geol. Inst. of Upsala, Vol. I, 1893 and G. F. F. Bd 17. 1895).

In 1910 HJ. SJÖGREN published a short description of the geology of the Dannemora region as guide for the excursion of the International Geological Congress (Livres-guides des Excursions n:r 27).

G. T. LINDROTH (S. G. U. Årsbok 1915) published »Geologiska och petrografiska studier inom den järnmalmsförande formationen omkring Ramhäll», concerning a group of mines in the neighbourhood of Dannemora, which essay also contains numerous observations of interest relative to the Dannemora problems.

The same author in Jan. 1919 published in G. F. F. »Om granatens natur uti de mellansvenska malmfyndigheternas skarnbildningar», an essay dealing with the garnet in the »skarn» or gangue usually accompanying the Swedish ore deposits. This pamphlet is also of interest for the Dannemora examinations.

Regarding the present work it was thought that a chemical study of certain features within the leptite formation might throw some more light on the several problems in hand.

To Miss NAIMA SAHLBOM, Ph. D. is due a thankful appreciation of her usual care in executing the chemical analyses published here below.

Petrographical and Chemical Description of the Rocks.

The porphyritic Hälleflinta.

By far the greater mass of hälleflinta or leptite at Dannemora belongs to a dense porphyritic type. This has in itself by no means a uniform appearance, but may vary much, specially in colour and in quantity and quality of phenocrysts.

It seems that the most common variety of hälleflinta at the Dannemora mines is the grey porphyritic kind, which contains macroscopically visible phenocrysts of quartz. In the vicinity of the ore-bodies this hälleflinta is often of a darker grey to nearly black colour.

The outward appearance of the hälleflinta is that of a porphyritic rock with a dark-grey, dense groundmass of conchoidal flinty fracture. The phenocrysts are here composed of quartz and the largest are usually not more than 1 mm in diam.; the quartz

appears as dark, semi-transparent, shining, rounded patches in the dense groundmass.

Under the microscope a slide of this rock shows, in a groundmass of minute felspar (n < Canada-balsam) and quartz particles of most irregular size and contour, numerous phenocrysts of quartz of very different size, which show jagged contours and undulose extinction. As a rule these phenocrysts consist of one rounded or somewhat polygonal individual, not infrequently they contain inclusions of numerous small crystals of quartz or flakes of muscovite.

Large crystals of felspar are not present in this rock, but it is well known that such may appear in other localities in the mines.

There is a fair amount of muscovite, biotite, and chlorite in the groundmass. Magnetite is fairly abundant (see analysis). One may also find scattered here and there a uniaxial highly di-chroitic mineral showing absorbation colours between brownish-violet and darkblue. This is tourmaline; its occurrance may be explained by the presence of the granite not far away.

Miss Naima Sahlbom has undertaken a chemical analyses of this rock. The resultat is given in Tab. I.

Tab. I.

Quartz-studded Hälleflinta from the Central Field. 30 metres from Örners shaft.

	%	Mol. prop.	Mol. %	Norm
SiO_2	73.24	121.46	80.3	Qu = 51.87
TiO_2	0.12	0.15	0.1	Or = 21.76
Al_2O_3	12.75	12.48	8.3	Ab = 4.16
Fe_2O_3	2.98	1.87	—	An = 1.70
FeO	3.14	4.37	5.4	Cor = 7.34
MnO	0.16	0.23	0.1	Σ sal. = 86.83
MgO	1.41	3.50	2.3	$MgSiO_3$ = 3.52
CaO	0.34	0.61	0.4	(Fe, Mn) SiO_3 = 3.41
Na_2O	0.49	0.79	0.5	Magn. = 4.34
K_2O	3.67	3.90	2.6	Ilm. = 0.23
P_2O_5	0.04	0.03	—	Ap. = 0.09
H_2O(105°)	1.19	—	—	Σ fem. = 11.59
	99.53	—	100.00	

American System: 1:2:1:2 = Subrang 2 of *Dargase*.

Osann's System:

s	A	C	F	a	c	f	n
80.4	3.1	0.4	7.8	5.5	0.7	13.8	1.6

The chemical analysis indicates as the microscope has already proved a highly acid rock, rich in free quartz. It has the composition of a quartz porphyry (see Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre, 1910 page 316, anal. N:o 1). We notice that in typical rocks of this kind K_2O is most often the dominant alkali. The contents of water is probably of secondary nature and indicates muscovite, chlorite and may be kaolinite. The latter cannot however be found under the microscope.

The structural impression of the slides is that of a tuffogenous rock, and this conclusion is strengthened by comparison with other typical tuffitic rocks. The manner of distribution of the minerals shows what may be termed a chaotical disorder.

The striped Hälleflinta of Dannemora.

Whereas the porphyritic hälleflinta occupies the major part of the district and in a sense encloses almost completely the limestone and other hälleflintas, the latter, viz. the compact and striped varieties, form as a matter of fact only a local development or phase of a very limited area near the limestone.

The best known of these local rocks is the striped hälleflinta, which is specially well developed in the Northern Field. This handsome rock is well known from petrographical collections and museums; it is distinguished by wider or narrower seams of different colours. These may be black and white; dark grey and light grey; red and black or green and black. Most frequent is the dark grey and light grey variety. The stratification may be regularly alternating; or there may be irregularities, ramifying etc. Sometimes the stripes are straight, sometimes bent and curved in a fantastic manner, showing snake-like loops and curves. Part of one specimen may have fairly straight seams, the other part has stripes of wavelike curvature.

Sometimes the dark stripes seem to be quite broken up in small fragments; most of these irregularities and fracturing are probably the result of early local disturbancies, local metamorphism and pressure.

The dark stripes are mostly sharply defined and show up distinctly against the light ones; but not infrequently there is a certain »shading-off», making the stripes pass into each other almost imperceptibly.

A microscopic examination of the striped hälleflinta reveals the following facts:

1) The light-coloured stripes:

The main mass consists of very minute particles of quartz and felspar of irregular size and contour. Fairly evenly distributed throughout the mass are a number of agglomerates of small crystals of rather high refringence but low birefringence; these were found to be zoisite. Here and there are small and large grains of calcite (see analysis). There are no large fragments of quartz

2) The dark-coloured stripes:

These present an aspect quite different to the above. Using first a low magnification, one sees banded zones of darker and lighter grey: for example one zone slightly shaded by very small dark fragments which get more and more frequent in a certain direction until the whole zone is strongly shaded by them; then begins a new stripe consisting of a light coloured groundmass interspersed by dark particles much larger than in the above mentioned zone. Using a higher magnification it is realized that the dark particles consist of agglomerates of zoisite crystals.

The groundmass consists as in 1) of minute particles of felspar, but small quartz fragments, not idiomorphous, of vague outline are also frequent. This was not the case in the light-coloured sample (see also analysis Table III). Specks and flakes of muscovite are common throughout the mass (see potassium in analysis) but if there is also biotite it occurs in so minute particles as not to be seen in the microscope. A further difference from the light coloured stripes is the not infrequent presence of rather large but macroscopically invisible phenocrysts of quartz of irregularly rounded contour. These have a very crushed appearance, showing undulose extinction and many fissures and cracks. Grains of magnetite and very little calcite is also visible under the microscope.

The zoisite agglomerates are naturally of secondary nature and owe their origin to crystals of plagioclase in the unaltered rock which has probably been a tuffaceous sediment with fragmental crystals of felspar and a little quartz.

The following analyses of striped hälleflinta have been executed by Miss Naima Sahlbom.

The specimens were: one of a very light greyish pink stripe almost white colour, the other of a very dark grey stripe. The samples originate from the Northern field of Dannemora:

Tab. II.
Light stripe in Hälleflinta.

	%	Mol. Prop.	Mol. %	Norm	
SiO_2	73.68	122.19	79.8	Q = 35.08	
TiO_2	0.12	0.15	0.1	Or = 36.84	
Al_2O_3	12.67	12.40	8.1	Ab = 10.94	58.16
Fe_2O_3	1.96	1.23	—	An = 10.38	
FeO	—	—	1.6	Σsal. = 93.24	
MnO	0.00	—	—		
MgO	0.39	0.97	0.6	$FeSiO_3$ = 1.28	
CaO	3.52	6.28	4.1	$MgSiO_3$ = 0.97	
Na_2O	1.29	2.08	1.4	$CaSiO_3$ = 2.97	
K_2O	6.22	6.60	4.3	Ilm. = 0.23	
P_2O_5	—	—	—	Haem. = 0.91	
CO_2	0.16	—	—	Σfem. = 6.36	
H_2O (105°)	0	—	—		
	100.01		100.00		

American System: 1:3:3:2 = Subrang 2 of *Riesenase.*

Osann's System:

s	A	C	F	a	c	f	n
79.9	5.7	4.1	2.2	9.5	6.8	3.7	2.5

The percentage of ferrous oxide has not been determined, but in the column for mol. % the total contents of iron oxide have been calculated as FeO.

In the analyses the light grey stripe is somewhat richer in alumina, lime and alkali (both K_2O and Na_2O) than the dark one. It is hard to explain here the darker colour except by two reasons: The loss at ignition, which is zero in Tab. II and 0.44 in Tab. III; this may indicate presence of carbon. A test for this element has not been made, but we know from Holmquist's work (Archean Geology, G. F. F. 32) that carbon is by no means rare in hälleflintas of dark colour (see Holmquist's analysis No. 6 = 1.46 % C and No. 14: 1.36 %. The other reason may be preponderance of magnesia, revealing perhaps presence of biotite minutely dispersed as darkening pigment.

Regarding the nature of the difference between the dark and light stripes we find in the literature a great diversity of opinions.

Törnebohm (Beskrivning till geologisk atlas över Dannemora gruvor, Stockholm 1878) gives the reason as variation of a certain

Tab. III.

Dark stripe in Hälleflinta.

	%	Mol. Prop	Mol. %	Norm
SiO_2	76.85	127.44	82.3	Qu = 44.28
TiO_2	0.09	0.11	0.1	Or = 35.45 }
Al_2O_3	11.39	11.15	7.2	Ab = 4.16 } = 50.85
Fe_2O_3	1.81	1.13	—	An = 11.24 }
FeO	—	—	1.5	Σ sal. = 95.13
MnO	0.09	0.13	0.1	
MgO	1.04	2.58	1.6	$MgSiO_3$ = 2.58
CaO	2.26	4.03	2.6	$MnSiO_3$ = 0.17
Na_2O	0.49	0.79	0.5	Haem. = 1.72
K_2O	5.98	6.35	4.1	Ilm. = 0.17
P_2O_5	—	—	—	Σ fem. = 4.64
CO_2	—	—	—	
Ign. Loss	0.44	—	—	
	100.44	—	100.00	

American System: I : 3 : 2 : 1 = Subrang 1 of *Alsbachase.*

Osann's System:

s	A	C	F	a	c	f	n
82.4	4.6	2.6	3.2	8.8	5.0	6.2	1.1

»green mineral» (chlorite, amphibole) or absence or presence of »red pigment» or lastly presence of calcite. I have found that the latter is undoubtedly a common, though not universal cause of striping. Sometimes, as Hj. Sjögren says; »the calcite enters so largely as to form bands chiefly consisting of calcareous material».

P. J. Holmquist (Archean Geology) has given attention to this phenomenon with regard to certain hälleflintas from Utö in the archipelago of Stockholm. Referring to the banded leptite of Lilla Sillvik he says: »It shows an excellent bedded structure, caused by the regular alternating of dark grey and light grey layers of leptitic material of somewhat different composition.»

For Holmquist's paper the following analyses of light grey and dark grey stripes of the *Utö* leptite were made by R. Mauzelius:

	Light grey stripe Analysis No. 7	Dark grey stripe Analysis No. 8
SiO_2	76.92	73.99
TiO_2	0.15	0.14
Al_2O_3	14.52	14.47

	Light grey stripe Analysis No. 7	Dark grey stripe Analysis No. 8
Fe_2O_3	0.31	0.43
FeO	0.65	1.71
MnO	—	0.05
MgO	0.53	0.99
CaO	1.32	3.84
Na_2O	1.36	2.86
K_2O	3.02	1.15
H_2O	1.27	0.51
P_2O_5	0.03	0.04
CO_2	—	—
BaO	0.08	Trace
S	—	Trace
	100.16	100.17

These figures indicate that as far as concerns Utö the light grey part is richer in silica and potash, but poorer in soda, lime, magnesia and oxides of iron than its dark grey partner.

Holmquist's calculation on the mineralogical composition of the two analyses give the following relations between the main constituents:

	Light grey		Dark grey	
Quarz	44 %		36 %	
Ortoclase	18	= 29 %	7	= 31 %
Albite	11		24	
Metasilicases of Fe, Mg, Ca	5		13	
$Al_2O_3 \cdot 2\ SiO_2$	20		19	
Fe_3O_4	0.5		0.5	
H_2O	1.5		0.5	

Microscopical examination of the Utö samples revealed quartz, felspars, biotite and muscovite as main constituents. The darker colour is connected with an abundance of biotite.

Regarding the manner in which the striped hälleflinta has originally been formed, facts point towards the theory that it has been laid down through sedimentation. That the layers of striped hälleflinta were formed in water admits of but little doubt. The very frequent alternation of stripes of »flinta» with calcite, even until layers as thin as paper, points towards such a formation. Also the very regular and parallel manner in which the whole system appears. Under the microscope I have been able to notice

the same arrangement. These observations underline the theory of watery deposition.

Still another and important proof can be found in the chemical analysis of the striped haelleflintas (Tab. II and III). Compare the amount of lime in these two tables with the normal porphyric quartz-stained eruptive hälleflinta Table I and it will at once be noticed the immense preponderance of lime in the former specimens.

As ROSENBUSCH points out (Elemente der Gesteinslehre 1910 page 626) in his discussion on the hälleflintgneiss from Westanå (Analysis: $CaO = 4.33$ %; $Na_2O = 1.31$ %; $K_2O = 3.59$ %): the proportion between the alkalies to each other and to lime indicate a not inconsiderable admixture of limestone sediment to the original tuff. The parallelism with the Dannemora samples is striking.

The Felsite Porphyry.

It is well known that numerous dikes of intrusive rocks cut through the Dannemora field in various directions. Their mineralogical composition may be of an acid or basic nature. To the former type belong the dikes of Felsite Porphyry.

As already TÖRNEBOHM has pointed out (op. cit.) these dikes occur in two different ways. The may be »upright» or »flat»; the former run in a direction of WNW—ESE and cut across the main strike direction of the field. The latter run almost N—S with varying but mostly inconsiderable dip towards W and consequently cut across the general dip of the ore-bodies. TÖRNEBOHM's interpretation of this is that all the dikes have originally been vertical or nearly so; when pressure and folding ensued, the dikes parallel to the axis of folding (SSW—NNE) have been tilted 90° and therefore assumed a flat position, whereas the dikes running WNW—ESE have remained vertical.

It is known that these felsite porphyries may be of different mineralogical composition. The phenocrysts may be felspar or quartz, or both. Having examined numerous slides from different localities, it seems to me that the quartz-stained species are generally in majority.

Macroscopically the felsite porphyries all appear as dark-grey or perhaps somewhat brownish, dense, porphyritic rocks with somewhat flinty fracture; and indeed when there are quartz phenocrysts present, the resemblance with the quartz-stained hälleflinta is so great, that macroscopically they can hardly be distinguished from each other.

In the microscope we notice, as has already been stated, a composition, which often differs in samples from different dikes. They have all a groundmass of irregularly placed crystals of felspar and quartz (felsitic appearance). Small flakes of muscovite can be seen and there are streaks where the felspar supervenes and others where muscovite is more abundant. Patches of biotite are also frequent.

The phenocrysts, (in our sample almost exclusively quartz), are all single individuals sometimes with crystallographical outline. But more often they have indentations of rounded form (pockets) or one side of a phenocryst may show this appearance and the other side may have its normal hexagonal contour. The quartz shows often an undulose extinction, showing the pressure to which this rock has been subjected. Cracks and fissures in the quartz caused by the same force are also numerous.

The distribution and size of the phenocrysts is very irregular and though this is certainly an intrusive rock, it must be admitted that its appearance under the microscope is similar to the above described tuffogenous rocks.

Miss Sahlbom has analyzed a specimen of the Felsite Porphyry dike of 213 M. level at the boundary between Kungs- and Svea-Mine, Dannemora Central Field; the identical dike which was specially marked (F. P.) for visitors at the Geological Congress of 1910. We find the analysis here below:

Tab. IV.

Felsite Porphyry, Central Field, Dannemora.

	%	Mol. prop	Mol. %	Norm
SiO_2	74.84	124.11	81.5	Qu = 41.87
TiO_2	0.09	0.11	0.1	Or = 26.57
Al_2O_3	15.00	14.68	9.6	Ab = 19.20
Fe_2O_3	0.79	0.49	—	An = 2.59
FeO	1.56	2.17	2.1	Cor = 5.46
MnO	0.24	0.34	0.2	Σ sal. = 95.69
MgO	0.18	0.45	0.3	$MgSiO_3$ = 0.45
CaO	0.52	0.93	0.6	(Fe, Mn) SiO_3 = 2.52
Na_2O	2.26	3.65	2.5	Magn. = 1.14
K_2O	4.48	4.76	3.1	Ilm. = 0.17
P_2O_5	trace	—	—	Σ fem. = 4.28
H_2O (105°)	0.52	—	—	
	100.48	—	100.0	

American System: 1 : 3 : 1 : 3 = Subrang 3 of *Alaskase*.

Osann's System:

s	A	C	F	a	c	f	n
81.6	5.6	0.6	2.6	12.7	1.4	5.9	4.5

The analysis shows a highly acid and rather quartzy rock of a composition similar to the porphyric hälleflinta (Tab. I) and like this its nature therefore corresponds with a real quartz porphyry.

Taking into consideration the chemical resemblance and the close vicinity between the two rocks, one is apt to come to the conclusion that the dikes of felsite porphyry represent the last phase of that volcanic activity which caused the issue of those large masses of tuff and lavas which solidified into hälleflinta.

The Predominance of Potassium over Sodium in the Dannemora rocks.

In G. T. Lindroth's »Den järnmalmsförande formationen omkring Ramhäll» (S. G. U. Årsbok 1915) we find several analyses of leptites (hälleflintas) from the Ramhäll and Stenring fields, which are situated not far from Dannemora (The Ramhäll Mines are 12 km SE; Stenring 9 km S of D.)

In these analysis of leptites, four (4) in number, there is not one in which the contents of sodic oxide does not greatly predominate over the potassic oxide.

In our analysis from Dannemora there is, on the contrary, not one in which the same relations holds good. In all our analyses there is a distinct, often considerable, preponderance of potassium.

Lindroth's tables show:

	Tab. I	Tab. II	Tab. III	Tab. IV
	Porphyr. Leptite from Ramhäll	Porphyr. Leptite with myrmekitic structure from Ramhäll	Porphyr. Leptite from Stenring	Banded Leptite with amphibole. stripes
Na_2O	5.97 %	5.90 %	4.50 %	3.30 %
K_2O	0.51	0.73	0.40	2.48

Our tables from Dannemora:

	I	II	III	IV.
	Porphyric hälleflinta	Light stripe	Dark stripe	Felsite porphyry
Na_2O	0.49 %	1.29 %	0.49 %	2.26 %
K_2O	3.67	6.22	5.98	4.48

Hj. Sjögren, H. E. Johansson and Naima Sahlbom (Chemical and Petrographical Studies on the ore-bearing rocks of Central Sweden, (G. F. F. Bd 36, 1914) have under discussion several samples of hälleflintas (here called »granulites») from Filipstads Bergslag in Western Central Sweden. These authors have analysed nine samples from different localities and come to the conclusion that the analysed rocks belong chiefly to three divisions: one very extreme in soda, another equally extreme in potash and a third more intermediate in character. In fact there are represented in this series some of the purest soda- as well as potash-rocks ever analysed.

In one respect our analyses of hälleflinta agree with the tables of the three aforementioned authors and that is the strange character of the rocks from a chemical standpoint. They are as these authors point out regarding their own samples, extreme in composition and we find therefore, if the system of Washington (the »American System») be applied, that the striped hälleflintas have as yet no name in that system.

Akrochordit,

ett nytt mineral från Långbans gruvor.

Av
Gust. Flink.

N:o 1 i »Lista på mineral från Långban, som kräva undersökning»,[1] avser det mineral, som här skall närmare skrivas. Det bildar kul- ellert vårtformiga aggregat av radialt sammanväxta kristallindivider och har därföre erhållit ovanstående namn, härlett av ακροχορδων, vårta. Visserligen är egenskapen att genom regelmässig sammanväxning av subindivider bilda dylika aggregat icke uteslutande tillkommande detta mineral, utan kan sägas vara ganska vanlig inom mineralriket, men då den hittills icke tyckes vara utnyttjad vid namngivning, så torde det icke vara obefogat att här så sker, då just denna egenskap är den, som till det yttre mest karakteriserar mineralet.

Akrochorditen, som tillhör de mer sällsynta mineralen, fanns för 6—7 år sedan i arbetsrummet »Japan», på ett djup av ca. 100 meter bland Långbansgruvorna. Hela förrådet som blev tillvarataget, består av 7 mindre stycken och skärvor. Det förekommer i druser jämte andra mineral på underlag av en mycket oren, småkornig dolomit med tätt inströdda, minimala fjäll av manganofyll samt stoftfint, i strimmor anhopat malmmineral, huvudsakligen hausmannit. På detta underlag förekomma pyrokroitkristaller rätt rikligt och av en typ, som eljest icke är iakttagen. De bilda kristalltavlor, som ofta visa en randbegränsning av glänsande prismaytor samt i övrigt matta basis- eller lågt romboedriska ytor, som genom buktighet övergå i varandra. Dessa pyrokroitkristaller utmärka sig även genom en ovanlig beständighet gentemot den eljest snabbt inträdande omvandlingen. En del av dem bibehålla ännu delvis en viss genomskinlighet. Pyrokroitdruserna genomsättas av enstaka tungspatstavlor, som tydligen äro äldre än pyrokroiten, varemot små kalkspatskristaller, som förekomma helt sparsamt, äro yngre. Pyrokroittavlorna äro mest översållade av ett pärlgrått, eller svagt brunaktigt mineral, som bildar små kristallfjäll vilka än äro jämnt

[1] Dessa Förhandl. Bd. 41, s. 195.

utbredda på underlaget, än bilda små, kulformiga, luckra grupper. Detta ännu ej undersökta mineral torde vara identiskt med n:o 46 i ovan nämnda lista.

De särskilda akrochorditaggregaten äro nästan anmärkningsvärt regelmässigt halvklotformiga och hålla högst 7 *mm* i tvärmått. Stundom äro dock två eller flera sammanväxta, varigenom regelmässigheten i viss mån upphäves. De sitta anväxta på eller mellan pyrokroit- eller tungspatskristaller, vars kanter och hörn ofta omslutas av dem. Akrochodriten är således tydligen yngre än de båda andra mineralen. Däremot kan tvekan råda beträffande åldersföljden mellan huvudmineralet och den tredje följeslagaren, det pärlgrå, fjälliga mineralet, då intetdera intar superposition till det andra. Det sistnämnda förekommer tämligen jämnt utbrett på såväl pyrokroiten som tungspaten, men däremot icke på akrochorditen, varav dock icke med säkerhet kan slutas till, att denna är yngre: det sannolika är väl, att de äro ungefär samtida bildningar.

Makroskopiskt visa aggregaten i ytan en matt, sammetsartad struktur, som under mikroskopet framträder såsom betingad av småindividernas framspringande kristallspetsar. Dessa äro tydligt fyrytiga med (skenbart) rombisk symmetri och konturvinklarna mellan de diametrala polkanterna har kunnat fastställas till resp. 104° och 76° vilka värden egendomligt nog just är varandras supplementer. Härur skulle ett rombiskt axelförhållande kunna härledas. Men den optiska orienteringen visar otvetydigt hän på lägre symmetri, varigenom dessa vinkelvärden bli otillräckliga för beräkningen av mineralets kristallografiska konstanter.

Mineralet repas av apatit, men icke av flusspat, vadan hårdheten = 4.5. Någon klyvbarhet kan makroskopiskt icke påvisas. Visserligen är radial stänglighet tydlig på brottytor genom aggregaten, men att frigöra enskilda stänglar från varandra synes icke vara möjligt och vid krossning erhållas endast oregelmässiga splittror. I tunnslipat preparat däremot visa sig ofta fina sprickor, mest ungefär vinkelrätt mot stänglarnas längdriktning och även, ehuru mindre tydligt, parallellt med denna riktning, varför det är sannolikt att mineralet är klyvbart, ehuru mindre utpräglat, i två mot varandra ungefär vinkelräta riktningar.

Även färgen på detta mineral besitter en viss självständighet och låter sig icke lätt fixera — dock torde den närmast vara att beteckna som rödbrun med någon dragning åt gult. De hela aggregaten visa ofta en tydlig ehuru svag genomsiktighet, som i någon mån erinrar om den hos hyalit. En sammetsartad struktur hos kulornas naturliga yta är förut påpekad. På brottytor är

mineralet matt med gråaktig färg, som dock fördelar sig på koncentriska zoner med något olika mörka och ljusa nyanser. Mikroskopiskt preparat är nästan färglöst och utan märkbar pleokroism.

Professor P. QUENSEL har haft vänligheten utföra en del optiska bestämningar, såvitt sådana varit möjliga på detta för dylika undersökningar svårtillgängliga material och arbetet har därvid varit begränsat till iakttagelser på de minimala kristallspetsar, vilka framskjuta vid omkretsen av preparat, som orienterats genom centrum i vanligt kulformigt aggregat. Alla individer måste antagas här vara orienterade med c-axeln radierande från centrum, men i övrigt kunna inta vilket läge som helst kring denna axel. I sådana snitt som här släcka parallellt, alltså sammanfalla med pinakoiden {100}, är den optiska X-riktningen sammanfallande med b-axeln, preparatets tangentialriktning. I sådana snitt åter, som visa maximum av utsläckningssnedhet, ca. 40°-, alltså sammanfallande med pinakoiden {010}, är det den optiska Y-riktningen, den optiska normalen, som ligger närmast c-axeln, så att Z-riktningen bildar c:a 50°- på motsatta sidan av samma axel. Mineralet är sålunda monoklint, med optiska axelplanet vinkelrätt mot symmetriplanet, $X = b$, $Y : c = 40°$. Dispersionen: $\rho < \upsilon$.

Specif. vikten är genom vägning i bensol funnen = 3.194.

Kemisk analys på akrochorditen är utförd av d:r G. Karl Almström, som därom meddelar: »Mineralet löser sig lätt och fullständigt i utspädd svavelsyra, varvid manganoxidföreningen övergår i permanganat, som rödfärgar lösningen. Härav framgår, att hela arsenikmängden förefinnes i femvärdigt stadium. Vid upphettning avger mineralet vatten och färgas gråsvart. Vid analysen användes resp. 0.2233, 0.2607 och 0.2169 gr. substans.»

Analysen gav följande resultat.

	I	II	III	Medeltal
As_2O_5	33.65	33.36	—	33.51
P_2O_5	—	0.42	—	0.42
MnO	38.98	—	—	38.98
Mn_2O_3	—	0.50	—	0.50
FeO	—	0.46	—	0.46
CaO	0.99	—	—	0.99
MgO	6.94	—	—	6.94
K_2O	—	0.55	—	0.55
Na_2O	—	1.18	—	1.18
H^2O	—	—	16.78	16.78
				100.31

Efter frånräkning av en ringa förorening av $Mn_2O_3 \cdot H_2O$, blir sammansättningen $As_2O_5 \cdot 4\,MnO \cdot MgO \cdot 6\,H_2O$.

	Funnet			Beräknat
As_2O_5	33 51	0.146	1	34.7
P_2O_5	0.42	0.003		
MnO	38.98	0.551	3.8	42.8
FeO	0.46	0.006		
CaO	0.99	0.016		
MgO	6.94	0.122	1.2	6.1
K_2O	0.55	0.006		
Na_2O	1.18	0.019		
H_2O	16.72	0.929	6.4	16.4
	99.75			100.0

Mineralet kan alltså uppfattas som ett $^2/_3$-basiskt hydroarseniat av Mn och Mg, eller

$$Mn_3As_2O_8 \cdot MnOH \cdot MgOH \cdot 5\,H_2O.$$

Någon full motsvarighet härtill torde icke vara känd. Närmaste likhet i sammansättningen synes förefinnas hos mineralen tyrolit och eukroit, i vilka båda dock koppar ingår som basisk huvudbeståndsdel. Det förra är likaledes $^2/_3$-basiskt, men med 7 H_2O, det senare $^1/_3$-basiskt med 6 H_2O. Båda äro rombiska. Sannolikt förefinnas icke någon närmare relation mellan dem och akrochorditen.

Summary.

Akrochordite, from ακροχορδών, a wart; the individuals grouped in wartlike aggregations. Found in the »Japan» working of the Långban mines. Not macroscopically crystallized, but in very small individuals, grouped in spherical forms. Colour redbrown-yellowish, subtranslucent, optically monoclinic, axial plane perpendicular to plane of symmetrie, optical normal, Y, inclined to the vertical axis about 40°-. Hardness = 3.5. Specific gravity = 3.194. Composition: $As_2O_5 \cdot 4$ MnO, MgO $\cdot$ 6 H_2O, requiring: As_2O_5—34.7, MnO —42.8, MgO—6.1, H_2O—16.4.

Förteckning

över svensk geologisk, paleontologisk, petrografisk och mineralogisk litteratur för år 1921.

[(Jämte äldre tillägg.)

Av

Fr. E. Åhlander.

(Uppsatser i Geol. För. Förhandl. äro ej upptagna. Anmärkningar och kompletterande uppgifter mottagas tacksamt av Fr. E. Åhlander, under adress: Arbetarbiblioteket, Barnhusg. 14, Stockholm. † efter en uppsats anger, att jag ej sett uppsatsen i fråga.)

Ahlmann, H. W:son. Geomorfologiske iagttagelser fra Vestlandet. — Norsk Geol. Tidsskr., Kristiania, Bd 5 (1918—1919) 1920, s. 386—389.
— Den skandinaviska bergskedjans fortsättning över nordligaste Grönland. — Ymer, Sthlm, Årg. 41, 1921, s. 80—84, 1 textfig.
Aminoff, G. Über Lauephotogramme und Struktur von Zinkit. — Zeitschr. Krystallogr., Leipzig, Bd 56, 1921, s. 495—505, 5 textfig.
— Über die Struktur des Magnesiumhydroxydes. — Ibid., s. 506—509.
— & Phragmén, G. Lauephotogramm und Struktur des Iridosmiums. — Ibid., s. 510—514, 4 textfig.
Andersson, G. Se Nathorst, A. G.
Andersson, J. G. The national geological survey of China. — Geogr. Ann., Sthlm, Bd 3, 1921, s. 305—310, 2 textfig.
Anrick, Carl Julius. Karta över Sveriges åkerareal. Skala 1 : 1.000.000. Sthlm 1921.
— Beskrivning till karta över Sveriges åkerareal. — Sthlm. Sv. Geol. Unders., Ser. Ba, N:r 10, 1921, 81 s., 1 karta, 15 textfig.; eng. res. s. 79—81.
Arrhenius, Olof. The hydrogen ion concentration of Egyptian soils and the reclamation of alcaline land. — The Cairo Scient. Journ., Alexandria, Vol. 10, 1921, s. 1—18. †
Atterberg, A. Die Plastizität und Cohärenz der Tone und Lehme. — Chemiker-Zeitung, Cöthen, 34, 1910, s. 369—377, 3 textfig. †
Aurén, Tycko E:son. Absorption of X-rays in crystals. — Sthlm, Medd. Vet.-Akad. Nobelinst., Bd 4, N:o 10, 1921, 6 s.
Barthel, Chr. Salpeterbildningen i jorden. [Ref. efter föredrag.]. — Svenskt Land, Sthlm, Årg. 5, 1921, s. 4—6, 6 textfig.

Bauman, A. Bidrag till torfmarkslärans belysning från praktisk jordbrukssynpunkt. — Sv. Mosskulturför. Tidskr., Jönköping, Årg. 35, 1921, s. 150—160.

Bergh, Sven V. Bidrag till kännedomen om våra bituminösa skiffrar i och för deras rationella utnyttjande. — Tekn. Tidskr., Sthlm, Årg. 51, 1921, Veckouppl., s. 13—16, 5 textfig.

Berzelius, Jac. Se Breve.

Beskrivning till Kartbladet Upperud. — Sthlm, Sv. Geol. Unders., Ser. D, N:o 52, 1921, XVI + 34 s.; härtill karta.
Rekognosceringen utförd av E. Granlund, B. Halden, L. v. Post o. N. Willén. Registret utarb. av L. v. Post o. N. Willén.

Breve til og fra J. G. Forchhammer. 1. J. G. Forchhammer og Jac. Berzelius 1834—1845. Udgivne av Ad. Clément. — Kbhvn, Mus. Minér. et Géol. de l'Univ., Miscellanées N:o 3, 1920, 28 s.

Bäckström, Hans L. J. On the solubilities of calcite and aragonite. — Sthlm, Medd. Vet.-Akad. Nobelinst., Bd 4, N:o 11, 1921, 11 s., 1 textfig.

Credner, Wilhelm. De Geers Chronologie der Spät- und Portglazialzeit, ihre Entwicklung und nunmehrige Erweiterung auf Nordamerika. — Peterm. Georgr. Mitt., Gotha, Jahrg. 67, 1921, s. 124—125.

Dannemann, Fr. Die Eisenersschätze des nördlichen Skandinaviens. — Kosmos, Stuttgart, 8, 1911, s. 207—209, 1 karta i texten.

De Geer [Gerard]. The determination of geochronology by a study of laminated deposits. — Science, Newyork, N. S., Vol. 52, 1920, s. 502—503.

Du Rietz, G. Einar. Några iakttagelser över myrar i Torne lappmark. — Bot. Not., Lund, 1921, s. 3—14, 2 textfig.

Elander, Rudolf. Jorden och dess liv under naturkrafternas inflytande. Allmän geografi. (Natur och Kultur 1). — Sthlm 1921. 8:o. 150 s. 86 textfig.

Erdtman, Gunnar. Nordhallands skogar och torvmarker och deras utvecklingshistoria. — Vår Bygd, Göteborg 1921, s. 1—5, 3 textfig.

— Pollenanalytische Untersuchungen von Torfmooren und marinen Sedimenten in Südwest-Schweden. — Ark. Bot., Sthlm, Bd 17, N:o 10, 1921, 173 s., 9 tavl., 1 karta.

— Two new species of mesozoic Equicetales. — Ibid., N:o 3, 1921, 6 s., 1 tavla.

Exner, Felix M. Dünen und Mäander, Wellenformen der festen Erdoberfläche, deren Wachstum und Bewegung. — Geogr. Ann., Sthlm, Bd 3, 1921, s. 327—335, 5 textfig.

Fellenius, W. Vågerosionsförsök utförda å vattenbyggnadslaboratoriet vid K. Tekniska högskolan i anslutning till föreliggande förslag till Siljans reglering. — Tekn. Tidskr., Sthlm, Årg. 51, 1921, Veckouppl., s. 325—329, 337—338, 8 textfig.

Filén, Thure. Om Tranås och Säbybygden. Några geologiska, historiska och kulturhistoriska samt geografiska anteckningar. — Linköping 1921. 8:o. VIII + 317 s. †

Forchhammer, J. G. Se Breve.

Forsslund, Karl-Erik. »Per Jyntes Höl» och andra grottor i Dalarna. — Dalarnas Hembygdsförb. Tidskr., Hedemora, Årg. 1, 1921, s. 136—139, 4 textfig.

FORSSTRAND, C. Se Nathorst, A. G.

FROSTERUS, BENJ. Nomenklaturen för jordarterna och jordmånerna i de nordiska länderna. — Nord. Jordbruksforskn., København, 1921, Hft. 5—8, s. 145—160.

FRÖDIN, GUSTAF. Über die Geologie der zentralschwedischen Hochgebirge. — Uppsala, Bull. Geol. Inst., Vol. 18, 1921, s. 57—197, 1 karta, 52 textfig.

GEIJER, PER. The cerium minerals of Bastnäs at Riddarhyttan. — Sthlm, Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:o 304 [= Årsbok 14 (1920): N:o 6], 1921, 24 s., 5 textfig.

— Grafitförekomster i Norrland. — Tekn. Tidskr., Sthlm, Årg. 51, 1921, Kemi & Bergsvet., s. 44—46; disk., s. 45—46.

— Recent work on archaean sulphides ores in Fenno-Scandia. — Econ. Geol., Lancaster, Pa, Vol. 16, 1921, s. 279—288.

GRABE, ALB. Bergsvetenskap. — Vetensk. Forskn., Sthlm, 1921, s. 262—271.

GRANLUND, E. Se Beskrivning till kartbladet Upperud.

GRÖNWALL, KARL A. Grundlinjer till sex föreläsningar med ljusbilder om nivåförändringarna i Norden (sommarkurserna i Lund 1921). — Lund 1921. 8:o. 16 s., 1 schema.

— Skandinaviens historiska geologi. — Vetensk. Forskn., Sthlm, 1921, s. 22—35.

GUSTAFSSON, EMIL. Se Hellsing, Gustaf.

HADDING, ASSAR. Eine neue Röntgenröhre für Debyesche Aufnahme. — Zeitschr. f. Physik, Braunschweig, Bd 3, 1920, s. 369—371, 1 textfig.

— De röntgen-kristallografiska apparaterna och deras användniag. — Lund 1921. 8:o. 55 s., 17 textfig.

— Röntgenographische Untersuchung von Feldspat. — Lund, Univ. Årsskr., N. F. Avd. 2, Bd 17, N:o 6 [= Fysiogr. Sällsk. Handl., N. F., Bd 32, N:o 6], 1921, 25 s., 1 tavla.

— Über die Röntgenkristallographischen Apparate und ihre Leistungen. — Zeitschr. Krystallogr., Leipzig, Bd 56, 1921, s. 423.

— Über Störungen der Linienabstände und der Linienbreite bei Debyediagrammen. — Centralbl. f. Miner., Stuttgart, Jahrg. 1921, s. 631 636, 1 textfig.

HALDEN, BERTIL E., Skalgrusförekomster i Västerbotten. — Sthlm, Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:o 307 [= Årsbok 15 (1921): N:o 2], 1921, 28 s., 1 karta, 7 textfig.

— Se Beskrivning till kartbladet Upperud.

HALLE, T. G. On the sporangia of some mesozoic ferns. — Ark. Bot., Sthlm, Bd 17, N:o 1, 1921, 28 s., 2 tavl., 1 textfig.

—. Se Nathorst, A. G.

HEDE, J. ERNHOLD. Gottlands silurstratigrafi. — Sthlm, Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:o 305 [= Årsbok 14 (1920): N:o 7], 1921, 100 s., 2 tavl., 13 textfig.

HELLSING, GUSTAF. Bidrag till kännedomen om de svenska alunskiffrarnas bitumenhalt. — Tekn. Tidskr., Sthlm, Årg. 51, 1921, Kemi & Bergsvet., s. 73—79, 85—87, 89—93, 1 textfig.

GUSTAFSSON, EMIL & HELLSING, GUSTAF. Bidrag till kännedomen om de svenska alunskiffrarnas bitumenhalt. — Ibid., s. 130—132.

HOLTEDAHL, OLAV. Paleogeography and diastrophism in the atlantic-arctic region during paleozoic time. — Amer. Journ. of Sci., New Haven, Ser. 4, Vol. 49, 1920, s. 1—25, 12 textfig.
HUBER, WILHELM. Erörterungen über die Küstenhebung Schwedens im 18. Jahrhundert. (Diss. Techn. Hochschule, München). — Augsburg 1916. 8:o. 80 s.
HULTGREN, AXEL. Metallografisk studie av volframstål. — Sthlm, Jernkont. Ann., Årg. 105, 1921, s. 499—525, 22 textfig.
VON HUENE, FRIEDRICH. Neue Beobachtungen an Simosaurus. — Acta Zool., Sthlm, Årg. 2, 1921, s. 201—239, 3 tavl., 14 textfig.
— Neue Pseudoruchier und Coelurosaurier aus dem württembergischen Keuper. — Ibid., s. 329—403, 4 tavl., 35 textfig.
HÖGBOM, A. G. Geologiens utveckling under nittonde århundradet. — Sthlm 1921. 4:o. 99 s. 29 textfig.
— Om vitriolbildning i naturen såsom orsak till massdöd av fisk i våra insjöar.—Handl. t. Landtbruksveckan, Sthlm, 1921, s. 149—160, 1 textfig.
JOHANSSON, NILS. Flyttblock från Västergötland. — Sveriges Natur, Sthlm, Årg. 12, 1921, s. 154—155, 2 textfig.
JOHANSSON, SIMON, De humusfria jordarternas, speciellt lerornas, klassifikation. — Nord. Jordbruksforskn., København, 1921, Hft. 5—8, s. 180—183, disk. s. 183.
KRAUSE, P. G. Der schwedische geröllführende Diabas, ein neues Leitgeschiebe für das norddeutsche Diluvium. — Berlin, Jahrb. Preuss. Geol. Landesamt, Bd 41, Teil 1, Hft 2, (1920) 1921, s. 217—225. †
KÖPPEN, W. Über Änderungen der geographischen Breiten und des Klimas in geologischer Zeit. — Geogr. Ann., Sthlm, Årg. 2, (1920), 1921, s. 285—299, 5 textfig.
LEFFLER, J. A. Myrmalm och järnslagg från övre Värmland. — Sthlm, Jernkont. Ann., Årg. 105, 1921, s. 110—113, 1 textfig.
LINDROTH, GUSTAF T. Om det relativa åldersförhållandet mellan järn- och lampritmalmer inom Garpenbergsområdets malmförande formation. — Ibid., s. 285—309, 13 textfig.
MENZEL, P. Über Pflanzenreste aus Basalttuffen des Kamerungebietes. — Beitr. zur geol. Erfoschung d. deutsch. Schutzgebiete, Berlin, H. 18 1920, s. 17—32, 1 tavla, 6 textfig. †
Grundad på material från Riksmuseets paleobotaniska avdelning.
MUNTHE, HENR. Sveriges raukar jämte exempel på pseudoraukar. Naturskyddsutredning. (Kungl. Jordbruksdepartementet 49). — Sthlm 1921, 8:o. 39 s., 1 karta, 79 fig. — Även som: Sthlm, Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:r 303 [= Årsbok 14 (1920): N:o 5], 1921, 39 s., 1 karta, 79 fig.
NATHORST, A. G. Nekrologer m. m.
ANDERSSON, GUNNAR. Alfred Gabriel Nathorst. Några minnets ord. — Ymer, Sthlm, Årg. 41, 1921, s. 47—55, 1 portr. i texten.
FORSSTRAND, CARL. Till Alfred Nathorsts minne. Några hågkomster från 1883 års Grönlandsexpedition. — Ibid. s. 56—66.
HALLE, T. G. A. G. Nathorst. †. — Fauna och Flora, Uppsala & Sthlm. Årg. 16, 1921, s. 33—40, 1 portr. i texten.
SEWARD, A. C. Alfred Gabriel Nathorst. — Bot. Gazette, Chicago, Vol. 71, 1921, s. 462—465, 1 portr. i texten.

NATHORST, HARRY. Nya rön beträffande elektrisk malmletning. — Tekn. Tidskr., Sthlm, Årg. 51, 1921, Kemi & Bergvet., s. 128—130, 3 textfig.

NAUMANN, E. Die Bodenablagerungen des Süsswassers. Eine einführende Übersicht. — Arch. Hydrobiol., Stuttgart, Bd 13, 1921, s. 97—169, 15 textfig. †.

— Om roströr och vissa därmed jämförliga bildningar. — Sthlm, Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:o 301, [= Årsbok 14, (1920): N:o 3], 1921, 27 s., 12 textfig.; tysk res. s. 25—26.

NORDENSKÖLD, OTTO. Die nordatlantischen Polarinseln. (Handbuch der regionalen Geologie. Hrsg. von G. Steinmann und O. Wilckens. Bd 4, Abl. 2 b.) — Heidelberg 1921. 8:o. 30 s., 1 tavla, 10 textfig.

NORIN, E. Tzu-chin-shan, an alkali-syenite-area in Western Shansi. (Contributions from the Nyström institute for scientific research in Shansi . . . 1) — Peking. Bull. Geol. Survey of China, Nr 3, 1921, s. I—II, 45—70, + 5 s. kinesisk text, 1 kart., 2 tavl.

ODÉN, SVEN. Redogörelse för undersökningar över torvens kemi. 1. Torvmaterialets fysikaliskt-kemiska karaktärisering. — Sthlm, Jernkont. Ann., Årg. 105, 1921, s. 1—81, 50 textfig.

PALMGREN, JOHN. Zur Kenntnis der Hornblende der schwedischen Eulysite. — Uppsala, Bull. Geol. Inst., Vol. 18, 1921, s. 33—46, 5 textfig.

PHILIPPSEN, H. Zur Geschichte der Ostsee. — Promotheus, Berlin, 30, 1918, s. 81—83. †.

PHRAGMÉN, G. se AMINOFF, G. o. PHRAGMÉN, G.

VON POST, LENNART, Upplysningar rörande Sveriges geologiska undersöknings torvmarksregognoscering. — Sthlm 1921. 8:o. XIV s.
Ingår i Sv. Geol. Unders., Ser. D.

— Se Beskrivning till kartbladet Upperud.

QUENSEL, PERCY. Några drag ur de mexikanska oljefältens geologi och utveckling. — Tekn. Tidskr., Sthlm, Årg. 51, 1921, Veckouppl., s. 397—400, 5 textfig.

ROCÉN, TH. Redogörelse för torvmarksundersökningar i Gäfleborgs län, 1920. — Sv. Mosskulturför. Tidskr., Jönköping, Årg. 35, 1921, s. 229—234, 304—317.
(Forts. fr. 1920.)

SAMUELSSON, CARL. Till frågan om vinderosion i arktiska trakter med särskild hänsyn till de å Spetsbergen rådande förhållandena. — Ymer, Sthlm, Årg. 41, 1921, s. 122—138, 6 textfig.

SANDEGREN, R., Svensk kvartärgeologi (1915—1920). — Vetensk. Forskn., Sthlm, 1921, s. 35—51.

SEFVE, IVAR. Rektor Ivar Sefves resa i Sydamerika. — Ymer, Sthlm, Årg. 41, 1921, s. 77—80, 1 textfig.

SERNANDER, RUTGER. Analytiska metoder vid undersökningar av ängar och betesmarker. — Nord Jordbruksforskn., København, 1921, Hft. 5—8, s. 415—426, 1 tavla, 5 textfig.; disk. s. 426.

— En skånsk mosse och dess utvecklingshistoria. — Sv. Bot. Tidskr., Sthlm, Bd 15, 1921, s. 166—167.

— Stentornet på Viksta hed. — Sveriges Natur, Sthlm, Årg. 12, 1921, s. 19—32, 1 tavla, 7 textfig.

SEWARD, A. C., se Nathorst, A. G.

SJÖGREN, HJ., Om konstgjorda ädelstenar. — Sthlm, Vet.-Akad. Årsbok, 1921, s. 289—313, 17 textfig.

SKOTTSBERG, C. The islands of Juan Fernandez. — The Geogr. Review, New York, 1918, s. 362—383, 20 fig. †.

SOBRAL, JOSÉ M Optische Untersuchung der neuen Pyroxenart Sobralit. — Uppsala, Bull. Geol. Inst., Vol. 18, 1921, s. 47—56.

— On a granite of Hemsön (Sweden). — Physis, Buenos Aires, T. 2, 1916, s. 122—127. †.

STENSIÖ, ERIK A:SON. Triassic fishes from Spitzbergen. P. 1. Introduction. Some remarks on the geology of the triassic of Spitzbergen. Descriptions of the families of Cestracionidae, Coelacanthidae, Palaeoniscidae and Catopteridae. Diss. Uppsala. — Vienna 1921. 4:o. XXVIII, 307 s., 35 tavl., 90 textfig.

STERNER, RIKARD. Floran på orthocerkalken vid Humlenäs i Kristdala socken i Kalmar län. — Bot. Not., Lund, 1921, s. 269—281.

SUNDBERG, Karl. Kornstorleksbestämningar enligt Odéns sedimentationsmetod. — Sthlm, Jernkont. Ann., Årg. 105, 1921, s. 211—223, 8 textfig.

SUNDIUS, NILS. Åtvidabergstraktens geologi och malmfyndigheter. — Sthlm, Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:o 306 [= Årsbok 15 (1921): N:o 1], 1921, 118 s., 1 karta, 16 textfig.; tysk res. s. 109—118.

SÖDERBERG, RUDOLF. Västgötska silursjöar. Några geografska synpunkter och litet jämförande biologi. — Sveriges Natur, Sthlm, Årg. 12, 1921, s. 56—71, 1 tavla, 15 textfig.

TAMM, O. Om berggrundens inverkan på skogsmarken. — Sthlm, Medd. Statens Skogsförsöksanst., H. 18, 1921, s. 105—164, 2 tavl., 10 textfig.; tysk res. s. 159—164.

— Om jordmånen i det nordsvenska barrskogsområdet. (Utdrag ur förf:s avhandling »Markstudier i det nordsvenska barrskogsområdet»). — Skogliga rön, Sthlm, N:o 1, 1921 (= Bilaga till Skogen. Sthlm, 1921: h. 12), 19 s., 3 textfig.

TROEDSSON, GUSTAF, T., Bidrag till kännedomen om Västergötlands yngsta ordovicium jämte ett försök till parallellisering av de ordovicisk-gotlandiska gränslagren i Sverige och N. Amerika. — Lund, Univ. Årsskr., N. F. Avd. 2, Bd 17, N:o 3 [= Fysiogr. Sällsk. Handl., N. F., Bd 32, N:o 3], 1921, 18 s.; engelsk res. s. 18.

WADELL, HAKON, Vatnajökull. Some studies and observations from the greatest glacial area in Iceland. — Geogr. Ann., Sthlm, Årg. 2 (1920), 1921, s. 300—323, 1 karta, 12 textfig.

VESTERBERG, K. ALB. Några synpunkter beträffande den kemiska jordanalysen. — Sv. Kem. Tidskr., Sthlm, Årg. 33, 1921, s. 12—22.

WESTGREN, ARNE. Stålets kristallbyggnad. — Sthlm, Jernkont. Ann. Årg. 105, 1921, s. 401—430, 8 textfig.

WILLÉN, N. Se Beskrivning till kartbladet Upperud.

WIMAN, C. Some reptiles from the Niobrara group in Kansas. — Uppsala, Bull. Geol. Inst., Vol. 18, 1921, s. 9—32, 3 tavl., 8 textfig.

Anmälanden och kritiker.

1) G. BERG, Die mikroskopische Untersuchung der Erzlagerstätten, VIII + 197 s., 88 textfig. Berlin 1915. (Bornträger).
2) J. MURDOCH, Microscopical determination of the opaque minerals, an aid to the study of ores, VII + 165 s., 1 pl., 9 fig. New York 1916. (Wiley.)
3) W. MYRON DAVY and MASON FARNHAM, Microscopic examination of the ore minerals. IX + 154 s., 6 fig. New York 1920. (McGraw Hill.)
4) H. SCHNEIDERHÖHN, Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen und Aufbereitungsprodukten, besonders im auffallenden Licht. XV + 192 s., 159 fig., 15 lösa bestämningstabeller. Berlin 1922. (Gesellsch. deutscher Metallhütten- und Bergleute. I uppl. utgången.)

Medan den optiska undersökningen av silikatmineral uppnått en viss fulländning, som möjliggör ej endast att bestämma och identifiera mineralspecies och ur summan av erfarenheter i fortsättningen fastslå deras kemiska sammansättning, utan även kontrollera deras homogenitet och tillväxtbetingelser och allt vad därmed sammanhänger, har undersökningen av opaka malmmineral, isynnerhet vad de senare förhållandena beträffar, stagnerat i betänklig grad. I en del omfångsrikare handböcker äro vissa malmmineral upptagna som mer eller mindre självständiga mineralspecies, men äro dock misstänkta för att vara sammanväxning av två eller flere; till följd av den intensiva mikroskopiska sammanväxningen har denna misstanke ej kunnat kontrolleras enbart genom kemisk undersökning. Den stora praktiska betydelse malmmineralens inbördes förhållande äger i alla malmer och det ej i mindre grad teoretiska värde strukturförhållandena representera för alla frågor som beröra ej blott paragenes och succession, utan även isotypi, isomorfi och morfotropi samt slutligen den kemiskt-kristallografiska strukturen, gör det i hög grad önskvärt, att denna brist beträffande malmmineralen utfylles och någon för undersökning framkomlig väg öppnas i endera riktning, som kan leda till resultat, nämligen till utvidgning av kännedomen om de opaka malmmineralen medelst en lätt tillgänglig metodik.

Svårigheten att beträda dylika vägar bestod huvudsakligen däri, att metodiken låg på sidan om den tidigt utstakade petrografiska. Petrograferna förhöllo sig avvaktande, så länge undersökningen av malmmineralens elasticitetsförhållande medels polariserat ljus ej överskred kvalitativt experimentsstadium,

de voro rentav avvisande, när den komplicerade och dyrbara metallografiska apparaturen föreslogs för malmpetrografiska undersökningar, och de visade knappt något större intresse, när malmmineralens olika reflexionsförmåga å polerade ytor, delvis med anlitande av anlöpningsfärger,[1] i reflekterat ljus under konstant incidensvinkel prisades som rätta vägen till diagnostisk skärpa. Först när härmed kombinerades inverkan av olika etsningsmedel samt prövning på relativ hårdhet, vanns petrografen och mineralogen för undersökningsmetoden, isynnerhet, när en enkel typ av malmmikroskop för vertikalt reflekterat ljus såg dagen. De praktiska konsekvenserna av undersökningar av dylik art medförde, att de första systematiserade resultaten publicerades i Economic Geology (CAMPBELL 1906/7) och att metodiken i huvudsak utarbetades i U. S. A.

Att malmmineralen stodo i tur och ordning för undersökning förspordes även i Europa, utan att behovet för tillskapande av en ny metodik gjorde sig bemärkbar hos BERG (1), som nöjer sig med en koncentrerad framställning av de gängse petrografiska metoderna samt deras tillämpning på gångartsmineral, medan han för opaka malmmineral konstaterar stora svårigheter för diagnos. Bokens titel är alltså med kännedom av CAMPBELLS och andra föregångares i U. S. A. arbeten i hög grad vilseledande.

I »Mineralography» (2, utgången från Harvard) och »Mineragraphy»[2] (3, från Mass. Inst. of Technology) bortlämnas utan vidare all hänsyftning på petrografiska metoder i trängre bemärkelse; de förutsättas endera som bekanta eller som för ändamålet obehövliga. Bägge starta, efter kortfattad översikt över föregångares arbeten, med en detaljrik, men föga översiktlig beskrivning av preparatens tillredning, demonstrera i ord och bild kortfattat det förenklade metallmikroskopet med vertikalbelysning och dess användning, samt betona vikten av fotografisk reproduktion av malmbilden, varvid en del anvisningar och råd tabuleras (3). Huvudvikten hos bägge lägges i sammanställning av malmmineraltabeller i uppslagsform, för vilka i ena fallet (2) 186 st. malmmineral ingående undersökas (av dem bestämdes 20 st. som inhomogena blandningar), i andra fallet (3) 143 st. nybestämmas eller underkastas förnyad kontroll. Men medan hos den ene (2) i första rummet mineralets färg användes som nyckel att ingå i tabellerna med, varpå hårdheten, så åter färgen och slutligen de mikrokemiska reaktionerna med tillämpning av 17 olika reagenser anlitas allt efter behov, framhäva de andra (3), att malmmineralens färg är det minst säkra diagnostiska kännetecken, då den är mest underkastad subjektivt omdöme, även om jämförelsemineral föreligga, dels i avhängighet av belysningsförförhållanden, dels beroende på olikartad polityrförmåga hos samma mineral i olika snittlägen. I stället utgå de från mikrokemiska prov medels ett fåtal (tre) reagenser, kontrollera därefter hårdheten (en tretalig hårdhetsskala användes både i 2 och 3), utföra ett kompletterande mikrokemiskt prov medels en fjärde reagens samt begagna sig av mineralets färg som orientering; slutligen anlitas i särskilt komplicerade fall blåsrörsanalys på ur slipprovet isolerade malmmineral, vilket underlättas med tillhjälp av några typiska tabellöversikter. »Mineragraphy» låter tydligt skönja den

---

[1] M. LEO, Die Anlauffarben. Dresden 1911.

[2] Denna för klassiskt skolade öron något missljudande benämning skapades och motiverades av WHITEHEAD 1917 (Ec. Geol. XII. 697).

sordin, som är meningen att lägga på »Mineralographys» optimistiska segerstämning.

»Chalkographie (4) är anlagd i bred och uttömmande stil av en malmmineralens fysiografi. Den allmänna delen (s. 1—148) omfattar metoder såväl för undersökning i vertikalt reflekterat ljus (delvis nya), som i genomgående ljus (i kort sammandrag med litteraturanvisningar), beskriver utförligt de i bägge fallen tillämpade instrumenten samt behandlar ingående undersökningsmaterialets grövre och finare tillredning. Synnerligen detaljrikt och systematiskt genomföres beskrivningen av preparatframställning för reflekterat ljus och etsningsmetodernas karaktär (endast sex reagenser och deras kombination användes). Fördelar och nackdelar av olika behandling av preparaten diskuteras och oframkomliga vägar förkastas (t. ex. anlöpningsfärger). Även fotografisk och annan reproduktion av mikroskopbilden omnämnes. Bästa möjliga facit drages ur undersökning av opaka minerals polarisationsförhållanden, som härmed första gången med all reservation sammanföras i översiktlig form vad metodiken beträffar. Även undersökning av finare och grövre krossprodukt beröres kort. — I speciella delen sammanföras resultaten av undersökning å 25 sulfidiska malmmineral, 8 oxidiska dito ur ascensionszonen, 8 ur oxidationszonen samt tre gedigna metaller och några få gångartsmineral. Beskrivningen går systematiskt efter schemat: 1) polityr, 2) hårdhet, 3) genomgångar, 4) reflexionsförmåga och färg (efter OSTWALD) samt färgnyanser i aggregat, 6) polarisationsförhållande, 7) etsningsförhållande, 8) inre beskaffenhet, 9) aggregatens struktur, 10) karaktäristik gentemot liknande mineral, 11) uppgifter över det undersökta materialets fyndort (flera svenska fyndorter ingå, ehuru några norska gå som svenska).

Det skulle leda för långt att mera ingående beröra det rika innehållet i denna nya fysiografi (som enligt löfte skall följas av del II: »Gefügebilder von Erzlagerstätten), emellertid bör den gedigna utstyrseln med bl. a. 126 goda mikrofotografiska reproduktioner framhävas samt hänvisas till de 15 bestämningstabellerna, vilka giva en mängd även för vanliga petrografer utomordentligt viktiga upplysningar och sammanställningar (t. ex. 3:optiska data över genomskinande malm- och gångartsmineral, jfr. även E. LARSEN, vars tabeller ej ha kunnat utnyttjas). Störande verka tryckfel (exempelvis i tabell 3).

H. G. Backlund.

SVEN EKMAN: Djurvärldens utbredningshistoria på skandinaviska halvön. (Stor oktav, 614 sidor och 142 bilder texten. Pris 50 kr.)

Detta arbete, som nyligen utkommit på Albert Bonniers välkända förlag och tillägnats »minnet av de båda banbrytarna för den skandinaviska djurgeografien Sven Nilsson och Sven Lovén», omfattar tre huvudavdelningar: I) Arternas gruppering, II) Orsakerna till den nutida utbredningen och Faunans historia samt III) Landets indelning. Det avslutas med en utförlig litteraturförteckning och ett dito register.

Avd. I lämnar en uttömmande redogörelse för samtliga vertebraters och en del evertebraters nutida geografiska utbredning i Sverige, Norge och det geografiskt hithörande, väl undersökta Nordfinland. De talrika uppgifterna rörande varje arts utbredning äro dels hämtade ur den vidlyftiga litteraturen, dels ock insända av ett stort antal intresserade amatörzoologer landet runt, dels slutligen grundade på förf:s talrika egna iakttagelser. I denna avdelning, som bl. a. inrymmer en redogörelse för de marina relikterna och deras intressanta historia, göres även en jämförelse mellan Skandinaviens och utomskandinaviska trakters fauna. — Här liksom i följande avdelning meddelas goda avbildningar av ett flertal djur samt åskådliggöres på ett förträffligt sätt å ett stort antal kartor i texten viktigare arters utbredning, dennas relation till olika kvartärgeologiska skeden (bl. a. issjöarnas, det senglaciala havets och Ancylussjöns maximiutbredning) o. s. v.

I avd. II, som behandlar landfaunan och sötvattensfaunan var för sig, redogöres först för orsakerna till den förras nutida utbredning [ställning till klimat och vegetation, vandringar, spridningshinder (t. ex. Baltiska havet och fjällkedjan) m. m.] varefter lämnas en översikt över landfaunans historia (inkl. geografi och klimat i forntiden, fossila fynd från interglacial samt sen- och postglacial tid o. s. v.).

I kap. om orsakerna till sötvattensfaunans utbredning redogöres likaledes för denna faunas förhållande till temperatur, för vandringar (t. ex. ålens först på senare tider i huvudsak uppklarade, högligen intressanta vandringar), yttre spridningshinder (salthalt, vattendelare, vattenfall m. m.); vidare skildras en del olikartade djursamhällen (djupfaunan, planktonfaunan o. s. v.) och invandringen (delvis i belysning av fossila fynd), varvid påvisas, att vid pass 74 procent av sötvattensfiskarna invandrat till Skandinaviens sjöar och vattendrag genom Baltiska havet före och under ancylustiden. Denna avdelning (II) avslutas av en överblick, som bl. a. belyser frågan om tiden såsom djurgeografisk faktor och den skandinaviska faunans ställning till utomskandinaviska områden.

Avd. III slutligen behandlar landets geografiska indelning i regioner, vilka närmare karakteriseras. Dessa regioner äro 1) den arktiska eller fjällregionen, 2) den högboreala regionen eller det nordskandinaviska skogslandskapet, 3) den sydskandinaviska regionen samt 4) kustregionen, samtliga med subregioner.

Av förestående korta antydningar om en del av det digra arbetets innehåll torde framgå, att detsamma behandlar en mängd intressanta och betydelsefulla problem, och som denna behandling i allmänhet är både kritisk, grundlig och up to date, inses, att förf. presterat ett jättearbete och detta just vid en tidpuukt, då ett sådant sammanfattande verk är högligen av behovet påkallat. Det skall därför från naturvetenskapligt intresserade håll hälsas med tacksamhet och tillfredsställelse. I betraktande av det livliga intresse, varmed personer i skilda ställningar delgivit förf. en mängd iakttagelser, kan man redan i andanom se, med vilken iver och glädje de och många andra skola komma att insända uppgifter om nya iakttagelser för framtida bearbetning. Ty självfallet måste ett arbete av denna art och omfattning förete en del luckor och brister, detta ej minst i fråga om vissa evertebratgrupper, såsom t. ex. land- och sötvattensmol-

luskerna, vilka förf., enl. rec:s mening, behandlat väl knapphändigt och något ytligt.[1]

Det lider intet tvivel, att EKMANS storslagna arbete kommer att verka i hög grad befruktande på ej mindre den djurgeografiska forskningen över huvud taget än även den kvartärgeologiska, med vilken den är så intimt förenad. I fråga om en del måhända mindre väl grundade hypoteser kommer nog kritik icke att utebliva. En saklig sådan bidrager emellertid endast till att allt skarpare belysa de många högintressanta, men ofta nog invecklade problem, som behandla icke blott faunans (inkl. människans) utan även florans invandringshistoria till det för blott ett par tiotal årtusenden sedan överisade och därför så gott som allt liv saknande Fennoskandia.

Henr. Munthe.

---

[1] Jag fäster mig härvidlag mindre vid förf:s rent felaktiga (genom en oförklarlig lapsus tillkomna) uppgift (sid. 276), att »den bekanta Ancylussjön uppkallats efter snäckan Ancylus lacustris, som påträffats i leravlagringar från insjöns botten», vilket borde ha utbytts mot ungefär följande: — — efter den blott i sött vatten levande snäckan Ancylus fluviatilis, som träffats i sjöns strandavlagringar. Bland andra påtagliga geologiska felaktigheter är den, att förf. å kartan fig. 73 (sid. 301), som bl. a. visar Ancylussjöns maximiutbredning, låter denna sjö upptaga stora områden även av västra Sverige och södra Norge.

Geolognytt.

Den internationella geologkongressen i Bryssel öppnades den 10 aug., varvid presidenten i organisationskommittén, M. JEAN LEBACQZ, valdes till kongressens president.

Deltagandet från de skandinaviska länderna var av känd anledning ringa, från Norge ingen, från Sverige infann sig bergmästare DAHLBLOM och från Danmark d:r V. MADSEN.

Det har varit svårt att erhålla autentiska uppgifter från kongressen; varandra motsägande rykten, som ej kunnat verifieras, få tills vidare lämnas därhän.

Spaniens officielle representant señor Rubio-y-Muñoz inbjöd å sitt lands vägnar nästa kongress att samlas i Madrid 1925, vilket av kongressen enhälligt antogs.

Fråga väcktes om de internationella geologkongresserna skulle anslutas till International Research Council eller fortsätta enligt hävdvunnen arbetsordning. En stark majoritet syntes föreligga för det senare alternativet, d. v. s. att kongresserna allt framgent skulle existera som självständig organisation. Däremot synes kongressen vid sin sista allmänna sammankomst ha antagit ett av den s. k. Londonkommittén utarbetat och av »le conseil» tillstyrkt förslag till fastare organisation för kongresserna. Häri torde också ingå medgivandet, att det till kongress inbjudande landet äger frihet att inskränka inbjudningen till de länder, de önska se representerade, en emot innebörden av begreppet internationell kongress tydligen ganska betänklig åtgärd.

På förslag av hrr DE MARGERIE och LACROIX beslöts att igångsätta förarbeten till en internationell geologisk karta över Afrika.

Medlemsförteckningen upptager 490 anmälda deltagare, (inklus. en del institutioner) varav 354 antecknats som närvarande. Härav utgjorde den belgiska kontingenten helt naturligt den största med 105 närvarande, därnäst Frankrike med 69, Storbrittanien representerades av 26 närvarande deltagare, Förenta Staterna av 25, Italien av 17 o. s. v.

Bland ämnen, som särskilt debatterades under kongressammanträdena märkes tektoniken inom den herzyniska veckningszonen, Afrikas geologi samt Asiens tektonik, där ARGAND'S föredrag och tektoniska karta över den eurasiska kontingenten särskilt uppmärksammades.

Avsked har beviljats statsgeologen vid Finlands geol. kommission, fil. dr. E. MÄKINEN, som förordnats till direktör vid Outukompu. Till hans efterträdare som statsgeolog har fr. o. m. den 1 juni utnämnts docenten vid Hälsingfors universitet, fil. dr. P. ESKOLA, som i dagarna återvänt till Finland efter en längre studievistelse i Förenta Staterna.

Mötet den 2 november 1922.

Närvarande 41 personer.

Meddelade ordföranden, hr Bäckström, att förre chefen för Norges Geologiska Undersökelse, Dr Hans Reusch, fallit offer för en tragisk olyckshändelse, som haft till följd en ögonblicklig död. I Föreningens namn hade till Norsk Geol. Förening avsänts telegram, uttryckande Föreningens djupa beklagande över det skedda. Härpå hade från Norsk Geol. Förening inkommit en skrivelse »med ærbødig tak til Geol. För. i Stockholm for dens vackre uttryk for deltagelse i anledning av Dr Reusch's død».

Styrelsen hade till medlem i Föreningen invalt:

Fil. Dr G. Karl Almström, Göteborg, föreslagen av hrr Aminoff och Quensel.

Föredrogs förslag från Styrelsen att fr. o. m. 1923 sänka årsavgiften i Föreningen till kr. 15, samt avgiften såsom ständig ledamot till kr 250. Förslaget bordlades stadgeenligt till nästföljande sammanträde.

Framlade Styrelsen förslag till statuter för användandet av de av Kungl. Maj:t beviljade lotterimedlen, som den 15 nästkommande december bliva tillgängliga. Föreningen antog enhälligt styrelsens förslag som innehöll följande:

1. Medlen förvaltas som särskild fond benämnd 1922 års lotterifond.
2. Räntorna per kalenderår å fonden tillföras Föreningens löpande inkomster och inberäknas i dess ordinarie stat.
3. Fondens kapital må efter på förhand i varje enskilt fall fattat beslut anlitas för att möjliggöra intagande i Föreningens förhandlingar av avhandlingar av högt vetenskapligt värde, vilka på grund av större omfång eller höga kostnader för nödvändigt illustrationsmaterial eller tabelltryck eljest icke skulle kunna mottagas för publicering utan överskridande av Föreningens ordinarie inkomster eller tillbakasättande av annat önskvärt tryck.
4. Styrelsen äger utanordna kapitalmedel ur lotterifonden av sammanlagt högst 5,000 kr. pr räkenskapsår.

Skulle under ett räkenskapsår mer än 5,000 kr. behöva uttagas ur fonden eller skulle dennas kapitalmedel behöva anlitas för täckande av uppkommen brist, tillkommer det Föreningen att på förslag av Styrelsen härom besluta.

För styrelsebeslut rörande utanordnande av kapitalmedel ur lotterifonden fordras samstämmiga röster av minst 4 styrelsemedlemmar.

5. För ur lotterifondens kapital utanordnade medel lämnas under särskild rubrik i revisionsberättelse redogörelse.

Professor AXEL HAMBERG höll ett av skioptikonbilder och skisser belyst föredrag om *den glaciala erosionen.* Föredraget utgjorde en fortsättning till hr Hambergs föredrag den 2 mars 1922. En uppsats i anslutning till båda föredragen kommer att inflyta i ett kommande häfte av förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr G. DE GEER, TORNERHJELM, BERTIL HÖGBOM, HOLMQUIST och *föredraganden.*

Docenten G. AMINOFF lämnade ett *meddelande om mineralet Barylit från Långban.* En uppsats i anslutning till meddelandet inflyter i ett kommande häfte av förhandlingarna.

Dr HARRY VON ECKERMANN meddelade om *en på Stortjärnsberget i Woxne socken anträffad arkosartad sandsten.* (Se uppsats i föreliggande häfte av förhandlingarna.)

Mötet den 7 december 1922.

Närvarande 41 personer.

Ordföranden, hr BÄCKSTRÖM, meddelade att Styrelsen till medlemmar i Föreningen invalt:

Professor J. A. LEFFLER, Stockholm, föreslagen av hr Holmquist.

Gruvingenjör OLOF REUTERSVÄRD, Kiruna, föreslagen av hrr Geijer och H. E. Johansson.

Amanuensen TORSTEN ALTHIN, Göteborg, föreslagen av hr Thäberg, samt

Statsgeologen OLAF ANDERSEN, Kristiania, föreslagen av hrr Th. Vogt och Quensel.

Föreningen biföll Styrelsens från förra sammanträdet bordlagda förslag om sänkning av årsavgiften fr. o. m. 1923 till kr. 15, och av ständig medlemsavgift från samma tidpunkt till kr. 250.

Förrättades i stadgarna föreskrivna val för 1923, varvid utsågos: till ordförande professor friherre GERARD DE GEER,
» sekreterare professor PERCY QUENSEL,
» skattmästare doktor K. E. SAHLSTRÖM,
» styrelseledamöter professor HELGE BÄCKSTRÖM och statsgeologen dr R. SANDEGREN.

Till revisorer för 1922 års förvaltning valdes dr Bertil Högbom och dr A. H. Westergård med dr Bertil Halden som suppleant.

Dagen för januarisammanträdet bestämdes till andra torsdagen i månaden.

Hr BROR ASKLUND höll ett av skisser och skioptikonbilder belyst föredrag om *sprickdalar i sydöstra Östergötland jämte några bidrag till sprickdalsproblemet.*

En uppsats i anslutning till ämnet kommer att inflyta i ett följande häfte av förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr G. DE GEER, VESTERBERG, SUNDIUS, GEIJER, HOLMQUIST, ORTON och *föredraganden.*

Till införande i förhandlingarna anmälde sekreteraren:

Arpojaure, en postglacial sjö i Torne Lappmark av C. C:SON CALDENIUS samt

Försök till analys av Nordens senkvartära nivåförändringar av A. CLEVE-EULER.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGJI

INNEHÅLLSFÖRTECKNING.

Anm. F efter titel utmärker hållet *föredrag.*
RF » » » *referat* av hållet föredrag.
N » » » *notis.*
U » » » *uppsats.*

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers innehåll.

Uppsatser, notiser, föredrag och diskussionsinlägg.

Anmälanden och kritiker.

Förteckning över tavlorna.

SCHEMA ÖVER DE KVARTÄRA BILDNINGARNA

FORMATIONER

MORÄN:

LANDIS: Blockig, Grusig, Sandig, Mjälig, Lerig

SEDIMENT:

MEKANISKA — BIOGENA — KEMISKA

VATTEN:
- Isälvar & sjöar: Åsklapper, Åsgrus, Åssand, Issjömjäla, Issjölera
- Landälvar & sjöar: Svämklapper, Svämgrus, Svämsand, Svämmjäla, Svämlera, Sjögyttja, Torv, Sjömalm, Sjö & källkalk
- Hav & inhav: Strandklapper, Strandgrus, Havssand, Havsmjäla, Havslera, Havsgyttja

LUFT:
- Ras: Blockigt, Grusigt, Sandigt, Mjäligt
- Vind: Flygsand, Loess
- Vulk. explosion: Bomber, Lapilli, Vulk. sand, Vulk. aska

LANDFORMER

UPPKOMNA GENOM:

	DENUDATION: MÄRKEN	DENUDATION: RESIDUUM	DENUDATION: TERRASSER	ACCUMULATION: TERRASSER	ACCUMULATION: VALLAR
LANDIS	Räfflor	Rundhällar			Ändmoräner, Radialmoräner
Isälvar & sjöar	Jättegrytor	Isälvsgryt	Terrasser	Randterrasser	Åsar & strömryggar
Landälvar & sjöar	Älvgrytor	Älvgryt	Älvterrasser	Älvterrasser	Älv- & sjö-Strandvallar
Hav & inhav	Strandgrytor	Strandgryt	Havsterrasser	Havsterrasser	Strandvallar, Strandbarrikader
Ras			Rasrännor	Raskoner	
Vind	Kantstenar	Friblåsta stenar	Dyn-bryggor	Dyn-stupor	Dyner
Vulk. explosion			Kraterväggar	Vulkankoner	

220270

G. De Geer 1888—1922.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII



Fig. 1. View of the Mansjö Mountain.



Fig. 2. Dyke of gneiss-granite cutting through the Mansjö Mt. synclinal series.



Fig 3. Dyke of gneiss-granite cutting through amphibolite.



Fig. 4. Contact between the gneiss-granite and the para-gneiss; the latter containing earlier intrusions of pegmatite.



Fig. 5. Gneiss-granite from the dyke, fig. 2. Nic. + Magn. 30 times.

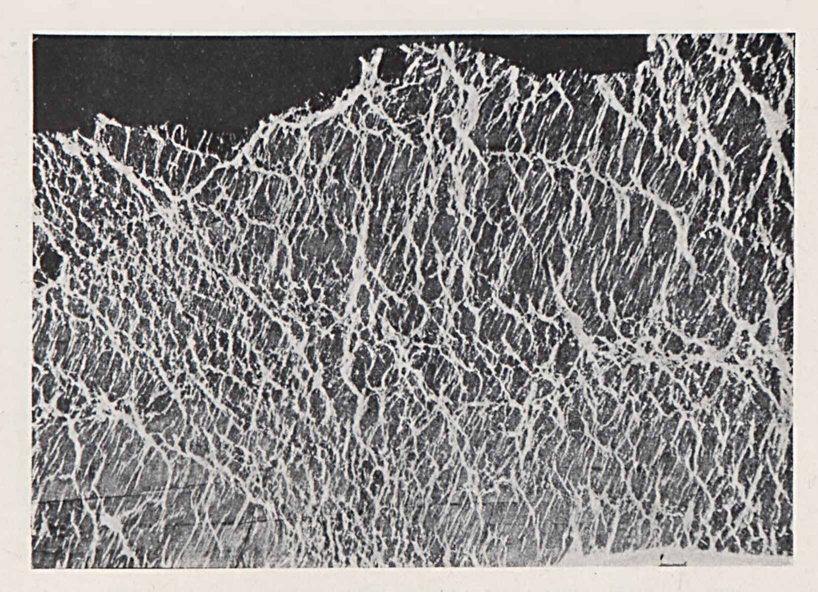


Fig. 6. »Reflex-structure» of perthitic microcline, taken from gneiss-granite, locality M — 32. Nic. + Magn. 8 times.

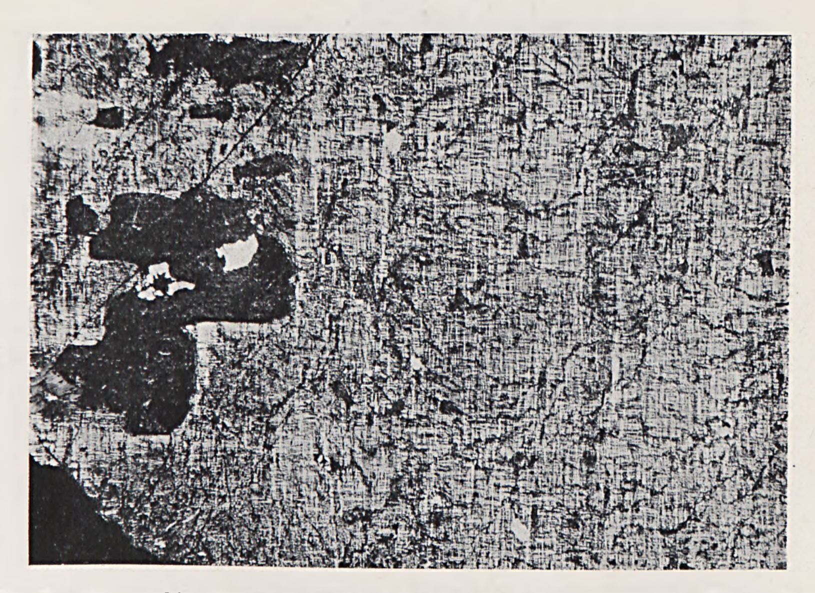


Fig. 7. Idiomorphic plagioclase enclosed in microcline of gneiss-granite. Nic. + Magn. 10 times.

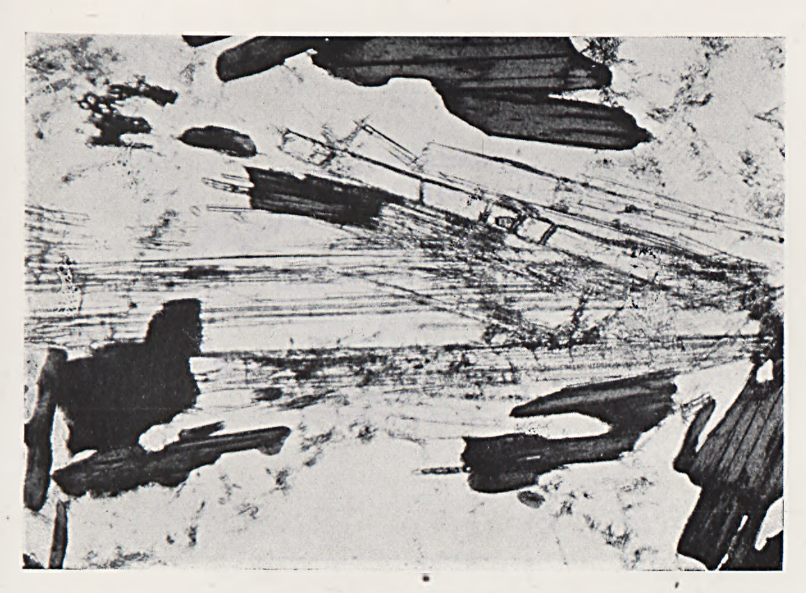


Fig. 8. Sillimanite crystals in gneiss-granite. Ord. light. Magn. 25 times.

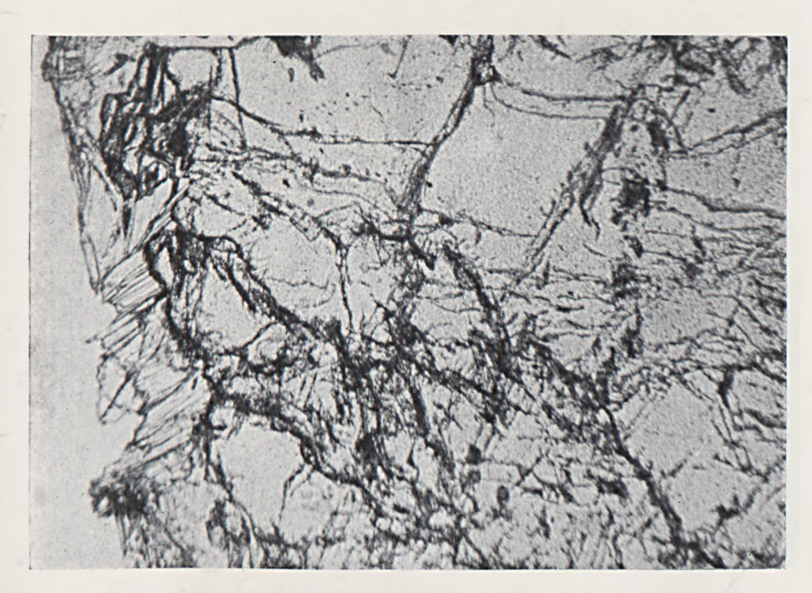


Fig. 9. Andalusite-crystal bordered by small flakes of a sericitic muscovite. Ord. light. Magn. 80 times.

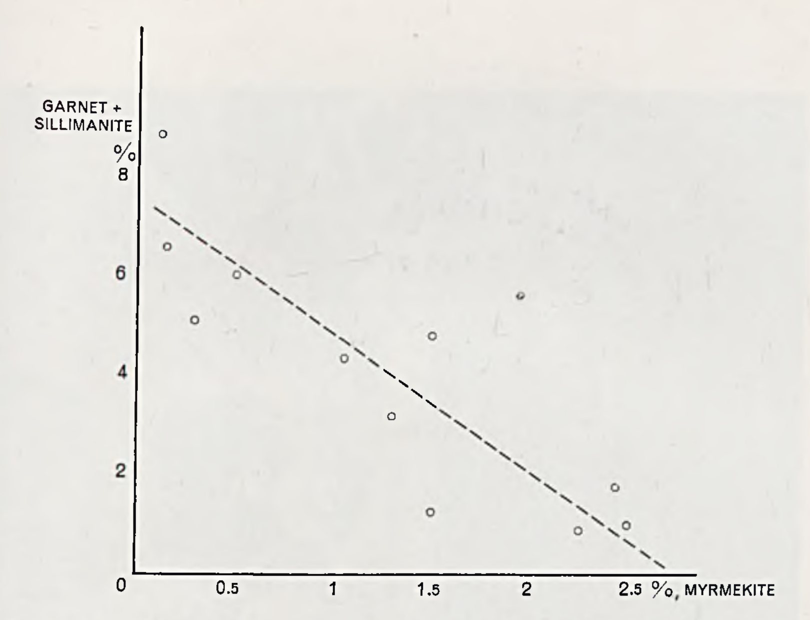


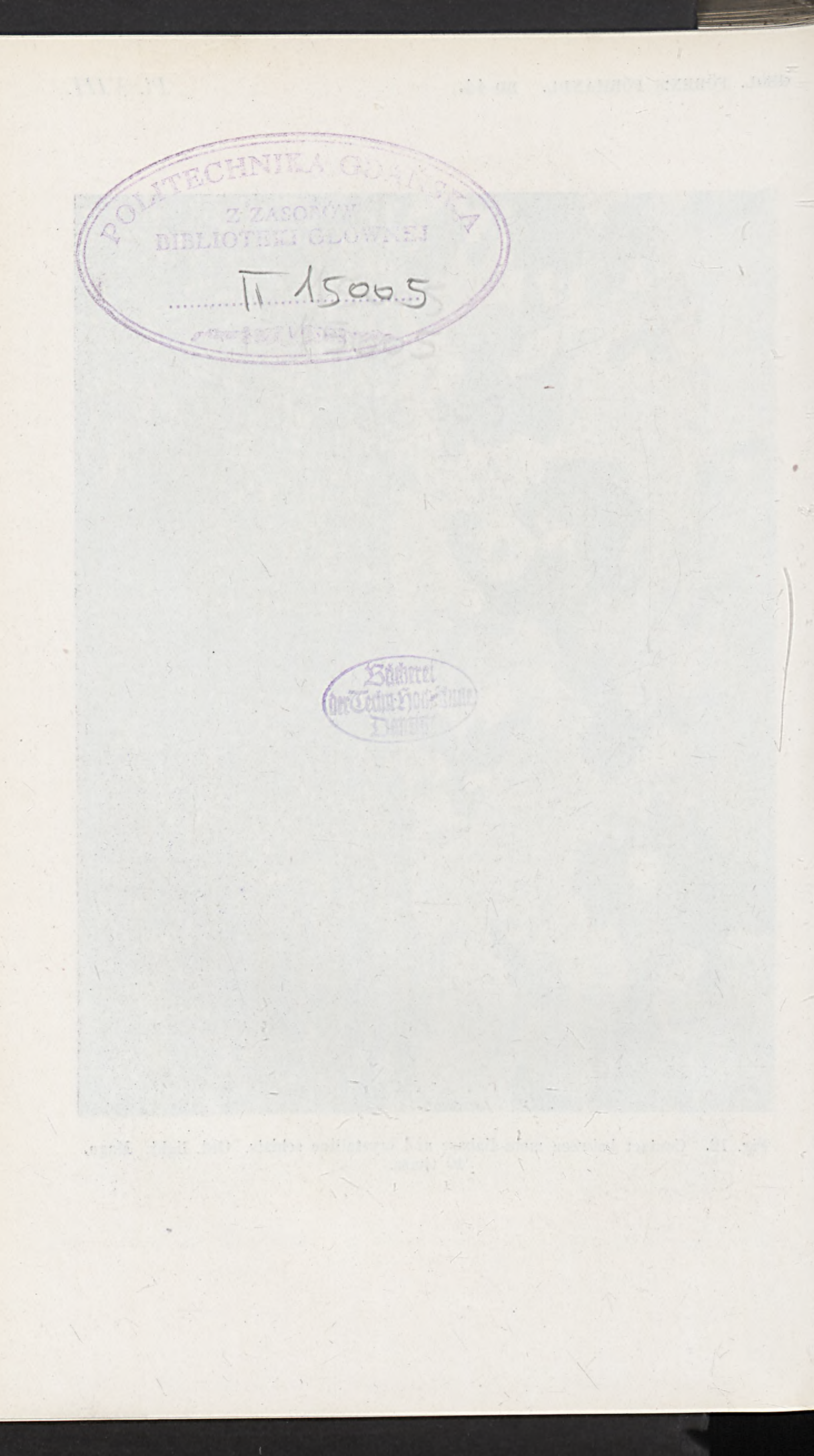
Fig. 10. Diagram of the occurence of myrmekite, sillimanite and garnet in gneiss-granite.



Fig. 11. Contact between meta-diabase and red, contorted gneiss. Along the contact are seen myrmekite-warts, and also »accidental» phenocrysts within the diabase. Ord. light. Magn. 40 times.



Fig. 12. Contact between meta-diabase and crystalline schists. Ord. light. Magn. 40 times.



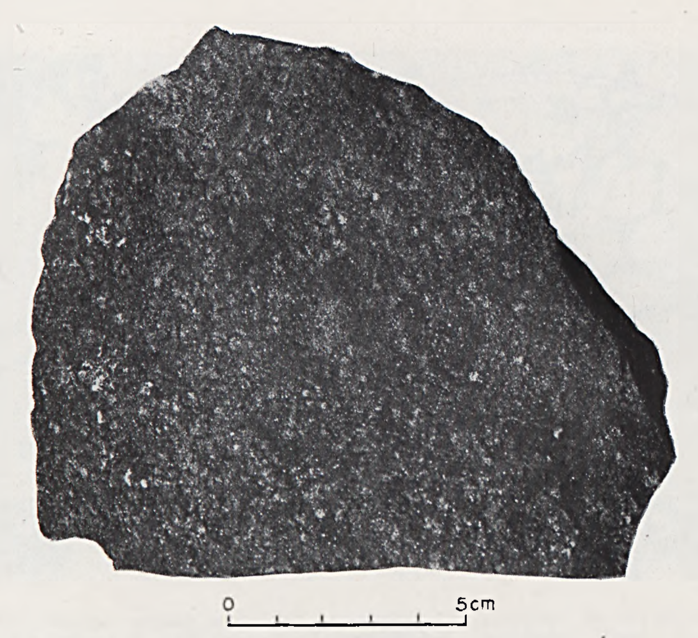


Fig. 13. Harzburgite. The light spots are the olivine- and hypersthene-phenocrysts.

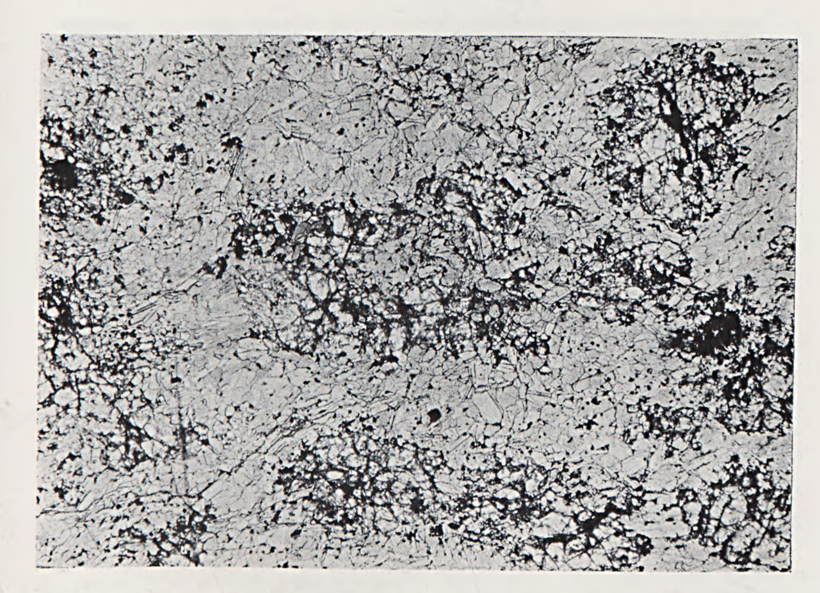


Fig. 14. Harzburgite containing corroded olivine crystals surrounded by hypersthene and edenite. Ord. light. Magn. 6 times.

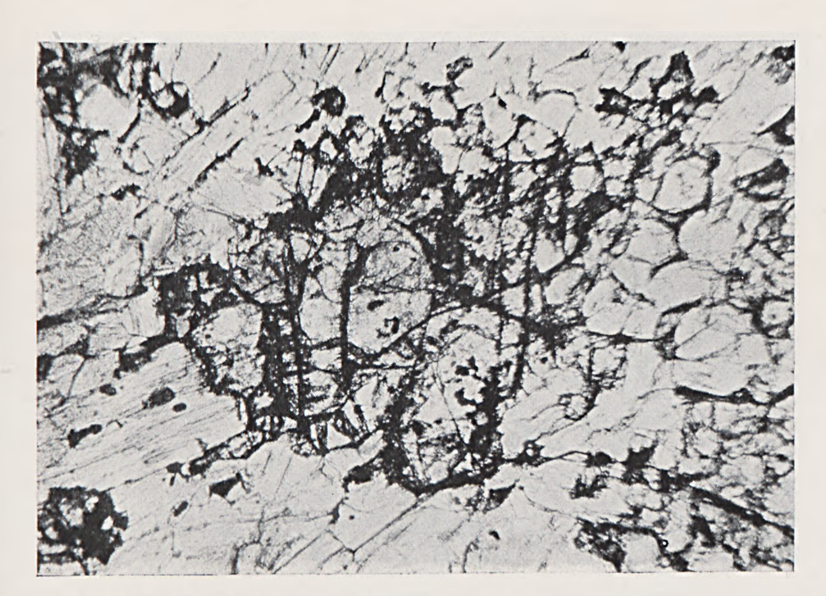


Fig. 15. Olivine crystal surrounded by edenite in harzburgite. In the edenite small patches (black) of serpentinized secondary olivine. Ord. light. Magn. 25 times.

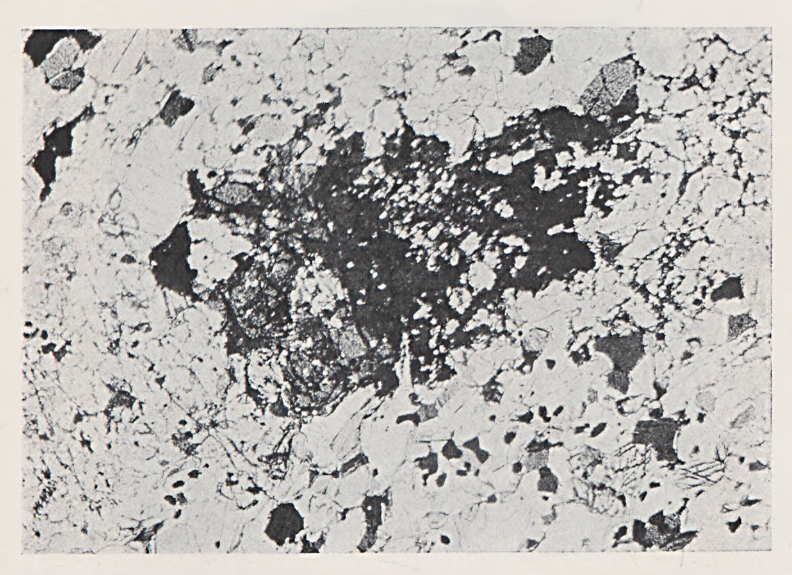


Fig. 16. Olivine within hypersthene in harzburgite. The black and all the white, excepting at lower right hand, hypersthene; the gray, olivine and lower right hand white edenite. Nic. + Magn. 20 times.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15005



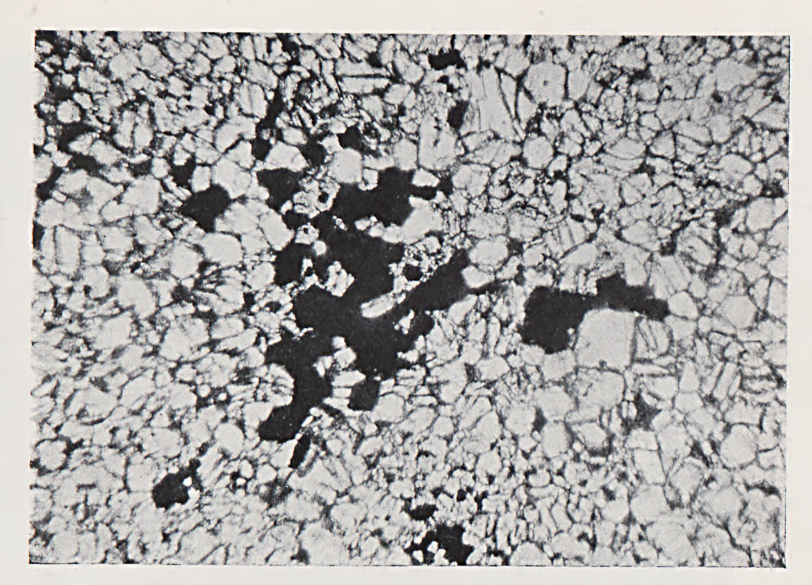


Fig. 17. Ore-agglomerations within pyroxenite indicating positions of redissolved olivine. Ord. light. Magn. 30 times.

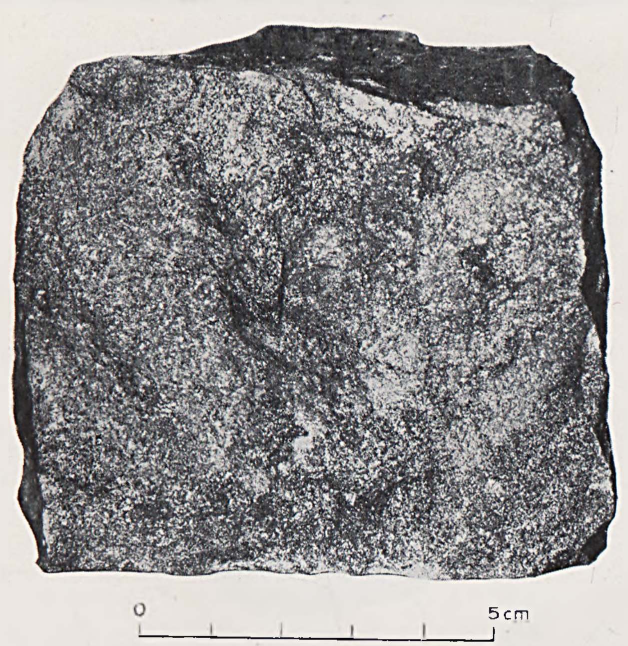


Fig. 18. Eulysite from »Toppgruvan». Mansjö Mt.



Fig. 19. Andesisic pegmatite, rich in biotite, from dyke cutting through the eulysite at locality K—35.



Fig. 20. »Toppgruvan. The horizontal jointing of the eulysite is clearly shown. The rock-wall on the right hand is a pegmatite-dyke (J.—41 on the map), intersecting at right angles both the eulysite and the harzburgite, which latter occupies the foremost part of the rock-floor.



Fig. 21. Fragments of eulysite in gneiss-granite, south-western synclinal limb, locality E—21.

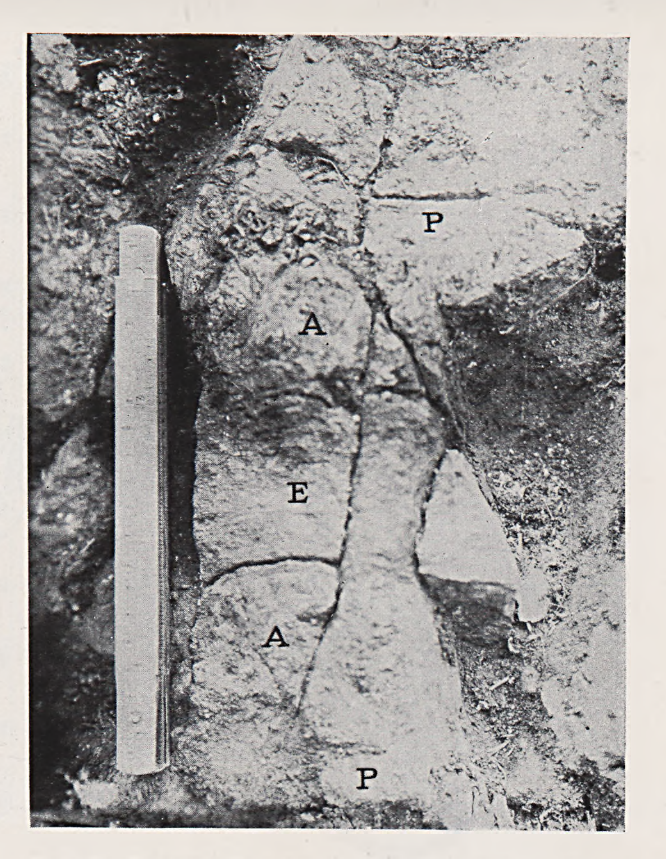


Fig. 22. Eulysite (E) between two pegmatite dykes (P) and surrounded by reaction zones of iron-anthophyllite (A).


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15005


Bücherei
der Techn. Hochschule
Danzig

1700°
1600°
1541°
1500°
1400°
1300°
1200°
1100°
1065°
1000°
0°
1710°
1500°
MELT
M
SiO_2 + M
FeO + M
$FeSiO_3$ + M
$FeSiO_3$ + SiO_2
FeO + Fe_2SiO_4
Fe_2SiO_4 + $FeSiO_3$
FeO 10 20 30 33.3 40 50 60 70 80 90 → SiO_2
A · Fe_2SiO_4 · A
Fe SiO_3
Mol.—%

Fig. 23. Hypothetic melting diagram FeO—SiO_2.

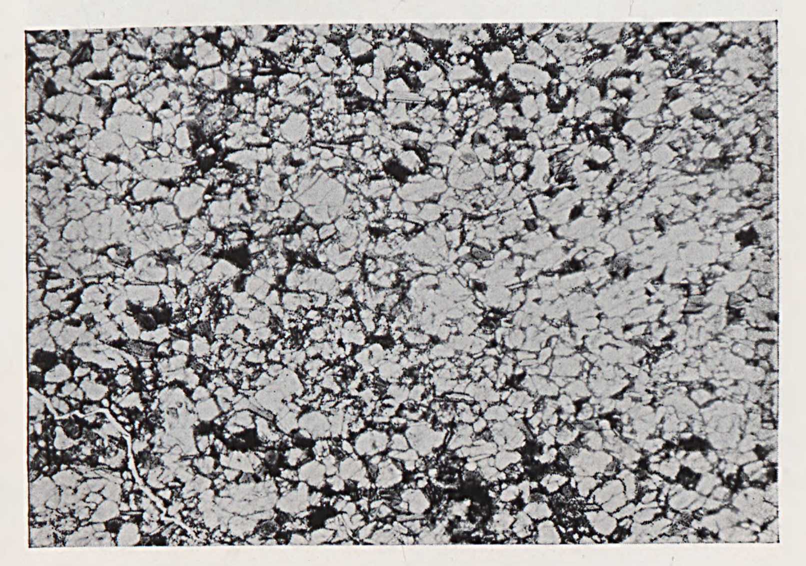


Fig. 24. Eulysite from »Toppgruvan». Ord. light. Magn. 6 times.

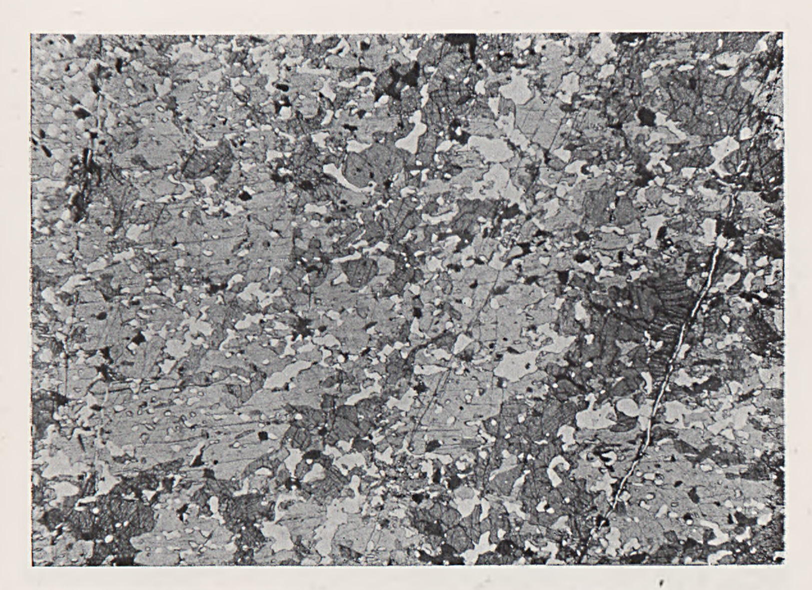


Fig. 25. Eulysite partly transformed into an iron-anthophyllite-skarn. Ord. light. Magn. 6 times.



Fig. 26. Section across a large iron-anthophyllite crystal, showing remains of fayalite and hornblende besides some quartz. Ord. light. Magn. 6 times.



Fig. 27. Detail of fig. 26 showing fayalite and quartz. Ord. light. Magn. 40 times.

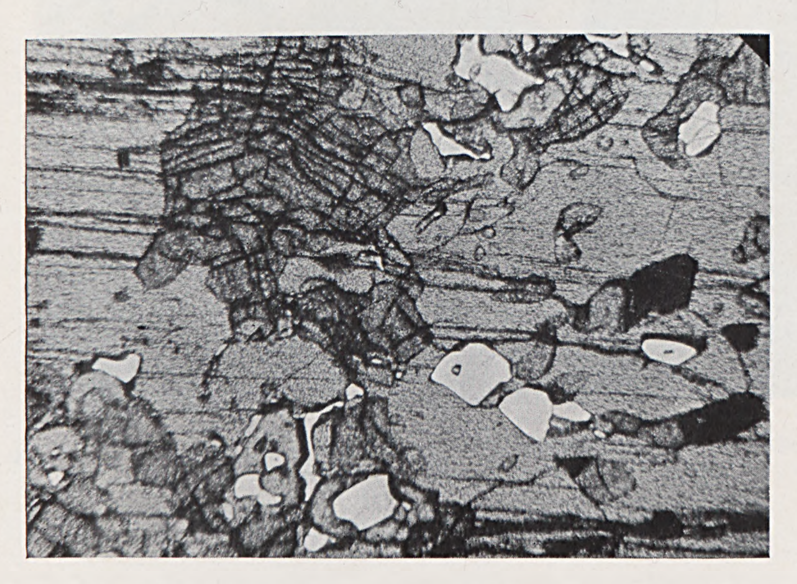
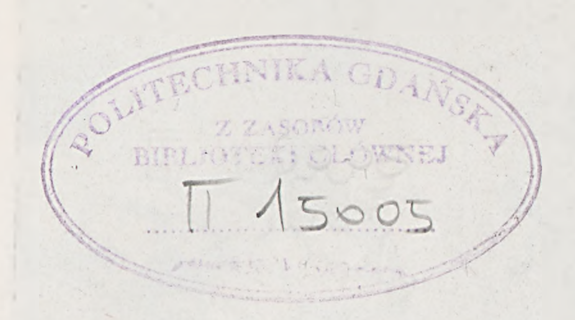


Fig. 28. Detail of fig. 26. showing remains of fayalite. Nic. + Magn. 40 times.



Fig. 29. The transformation of hornblende (dark kernel) into grünerite (colourless shell), bordering on fayalite. Ord. light. Magn. 100 times.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15005



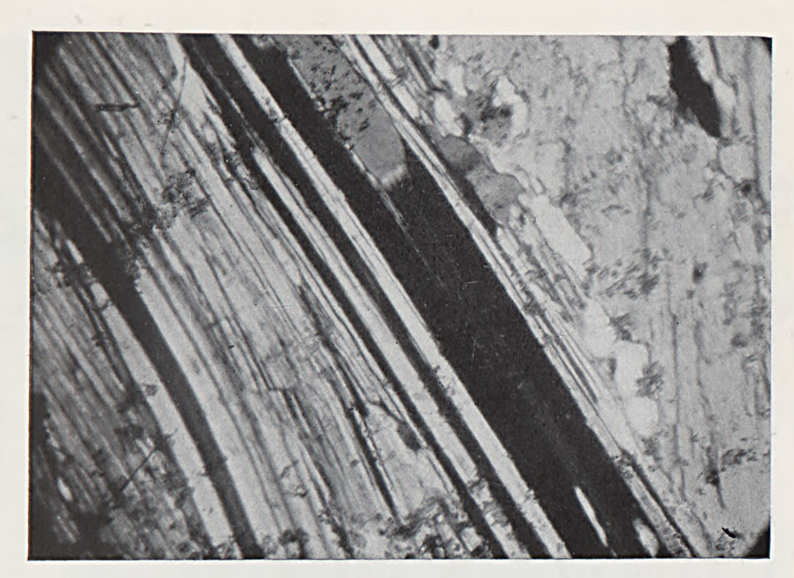


Fig. 30. Polysynthetic lamellar twinning of grünerite. Nic. + Magn. 60 times.



Fig. 31. Grünerite skarn, darkly pigmented by alteration into hematite.



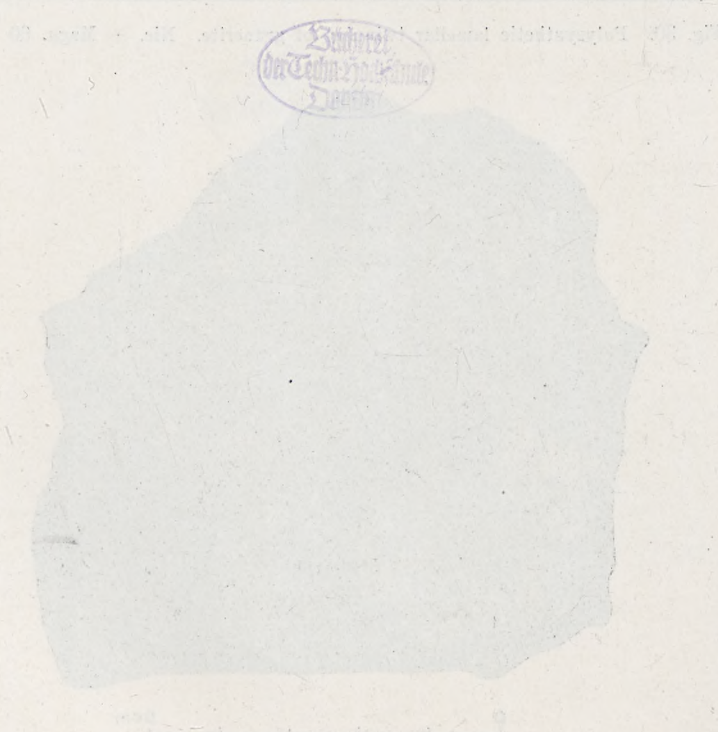




Fig. 32. The eastern exposure of Stora Uttervikshage Tunaberg, looking east. The vertical schistosity and the rectangular jointings are clearly visible.



Fig. 33. The same exposure as fig. 32, looking west.



Fig. 34. Section across a narrow part of the fayelite dyke at Gymåsberget, Woxna. Arrows show direction of bedding of rock-sequences I and II. Ord. light. Magn. 4 times.

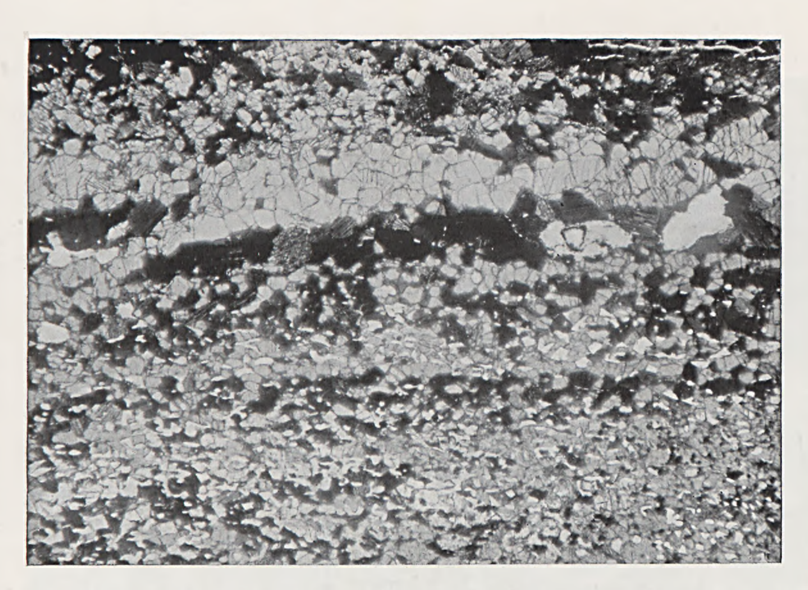


Fig. 35. Detail of fig. 34. On the left side is seen how a small apophysis of the dyke has cut through the reaction zone of hornblende. Ord. light. Magn. 6 times.

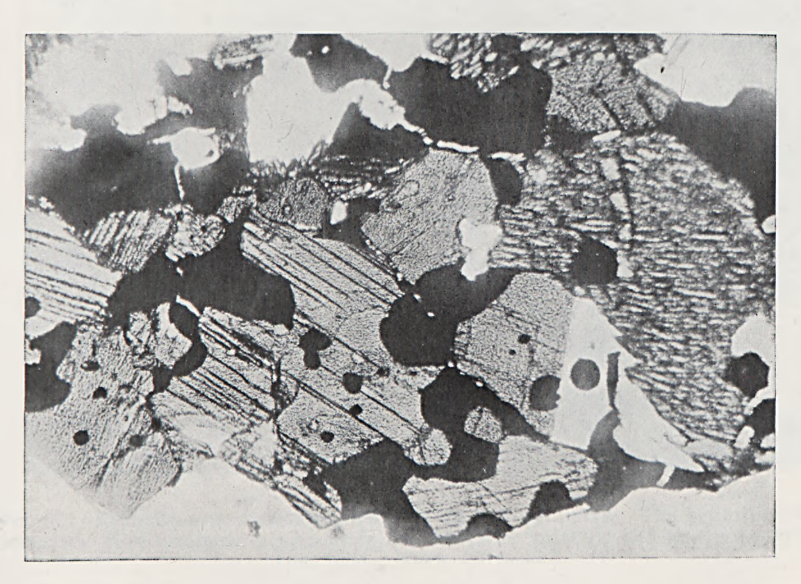
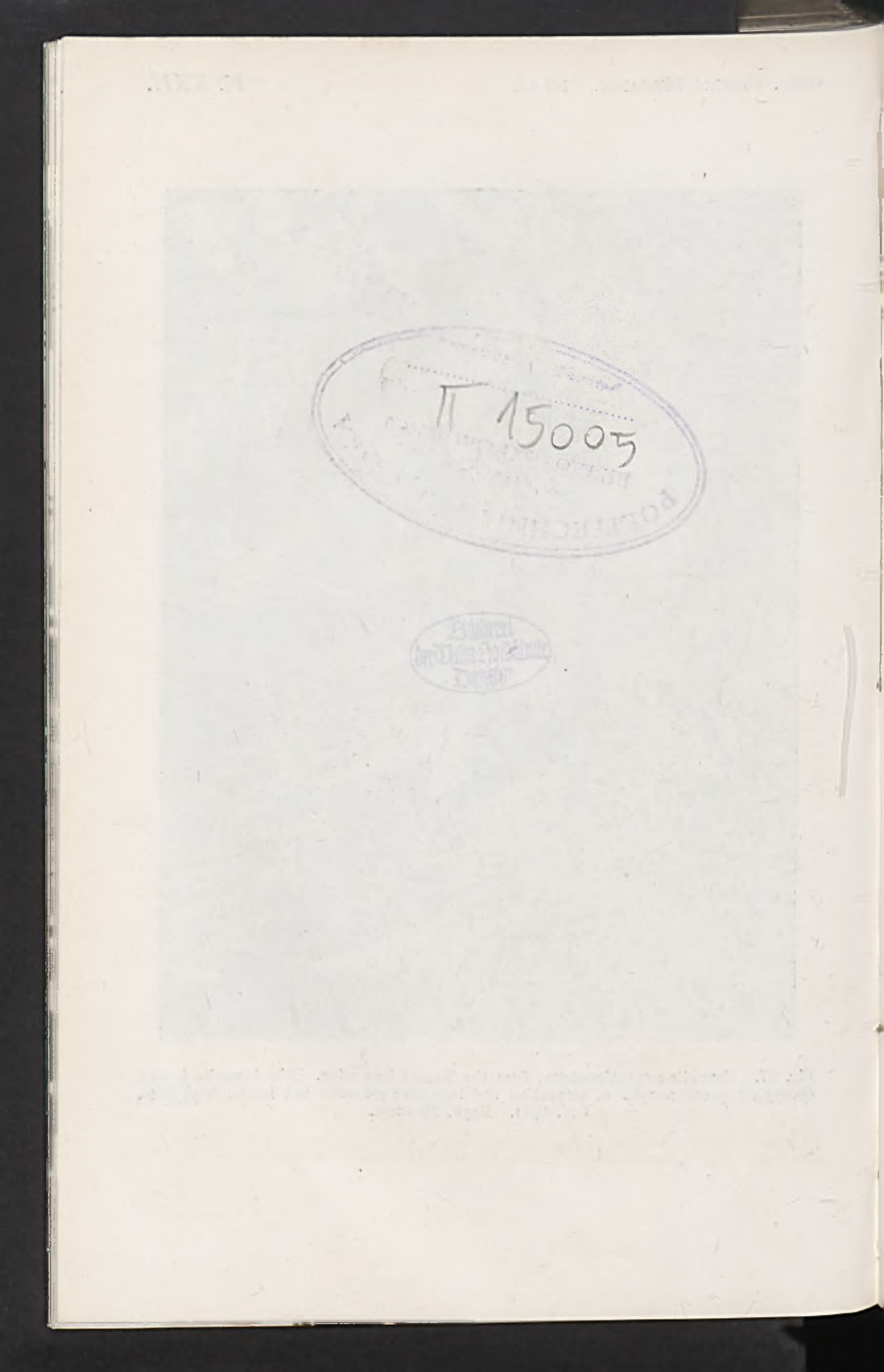


Fig. 36. Amphibolite rich in pyrite. The corroding of hornblende by pyrrhotite is shown by the columnar crystal at the bottom of the figure close to the colourless quartz. Ord. light. Magn. 25 times.


Bücherei
der Techn. Hochschule
Danzig



Fig. 37. Hematite-serpentine-skarn, from the Mansjö iron mine. The hematite is seen occupying pseudomorphs of serpentine and talc after grünerite and iron-anthophyllite. Ord. light. Magn. 20 times.


П 15005

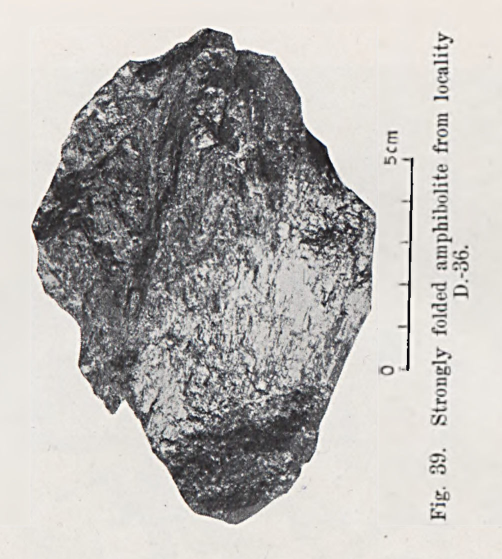


Fig. 39. Strongly folded amphibolite from locality D.-36.



Fig. 38. Amphibolite at locality D.-36, showing strong schistosity.

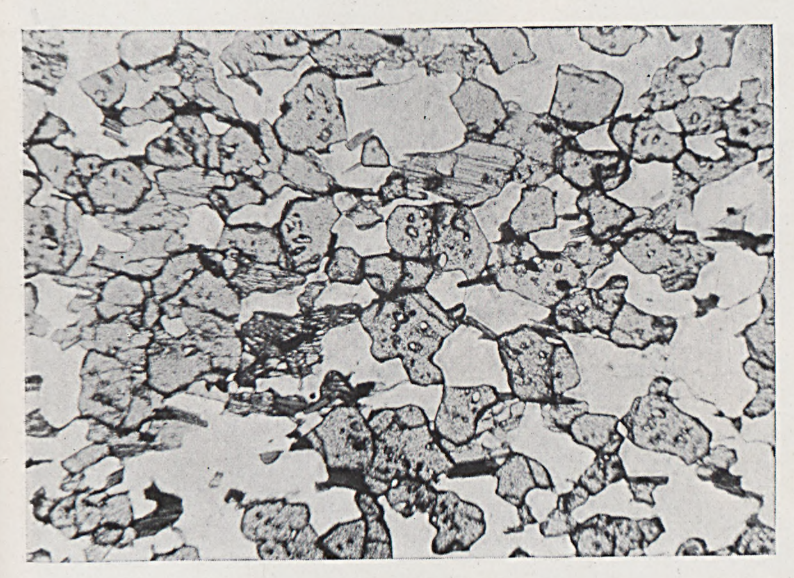
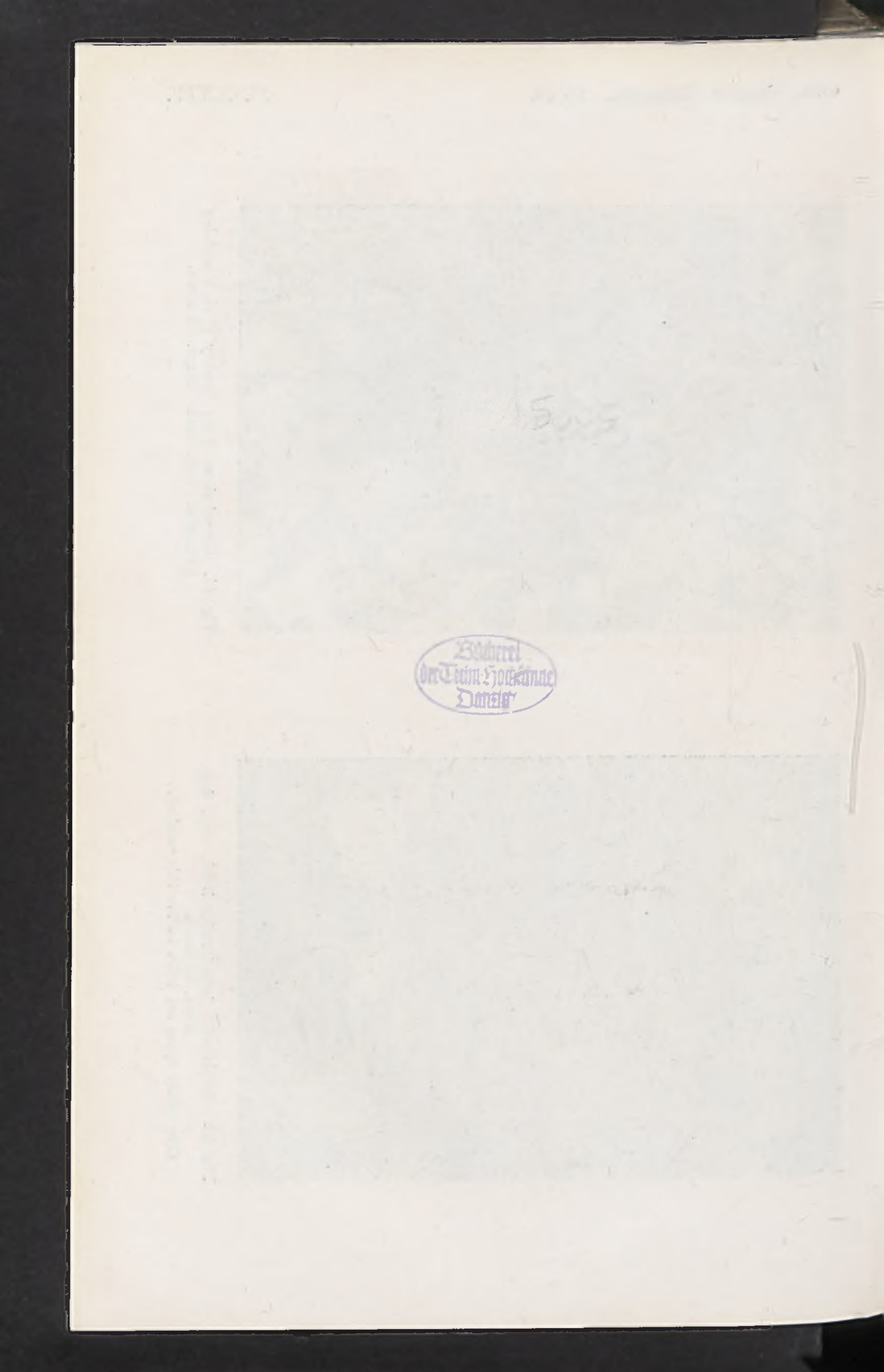


Fig. 41. Garnet skarn from locality C-34, containing grünerite. Ord. light. Magn. 30 times.



Fig. 40. Amphibolite from locality D-36. Ord. light. Magn. 20 times. (The white spots are holes in the thin-section).


Bücherei
der Techn. Hochschule
Danzig

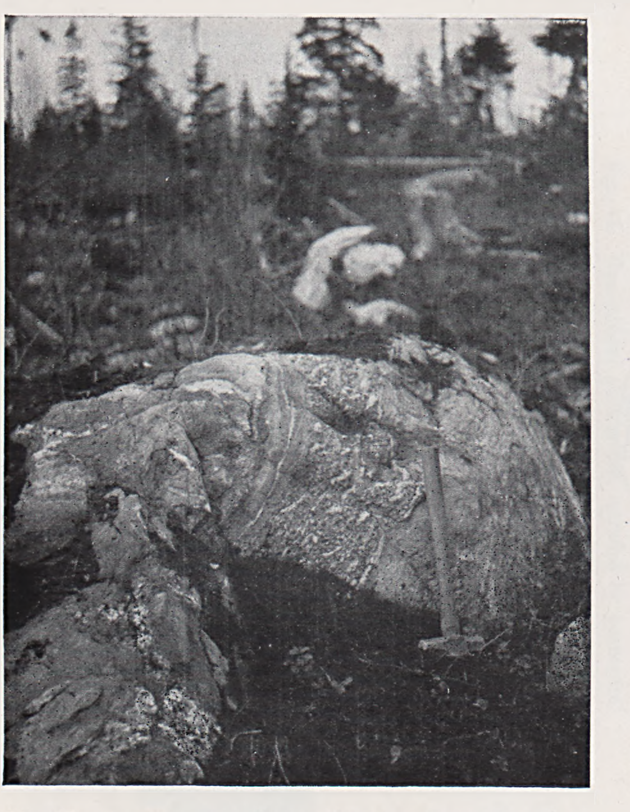


Fig. 42. Garnet-skarn with weathered surface, showing the garnet crystals. On the left hand side of the skarn occurs amphibolite; on the right hand, para-gneiss.

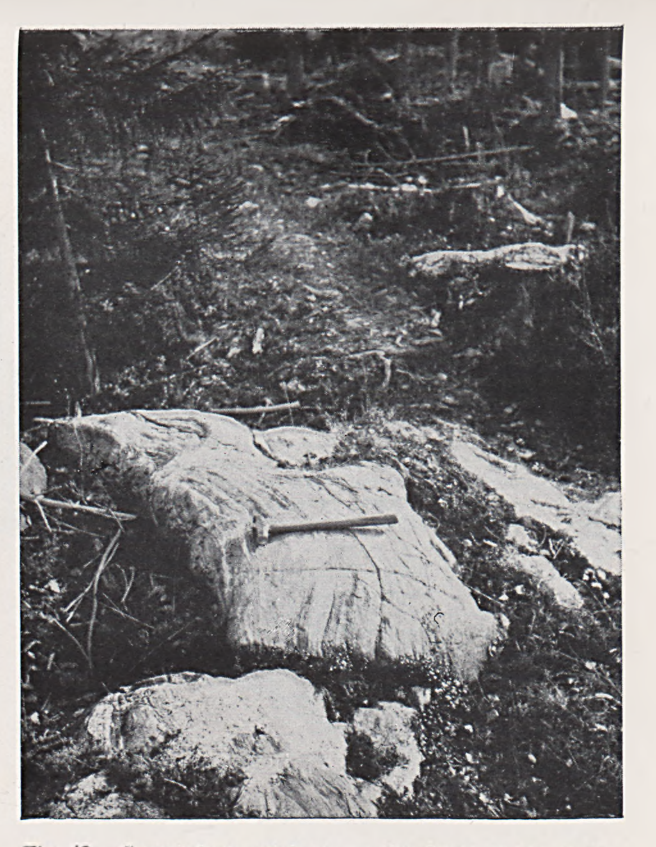


Fig. 43. Garnet-skarn cut by pegmatite dykes at the fault, contour 34.

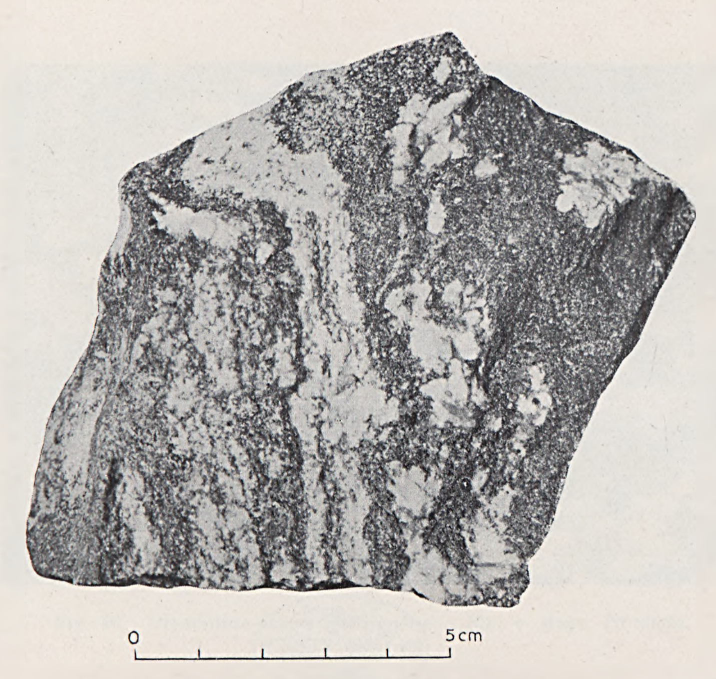


Fig. 44. Garnetiferus para-gneiss, intruded by pegmatite.



Fig. 45. Schistose para-gneiss. The left figure shows the normal contact towards the limestone (the calcite visible at the top part of the rock); the right figure, the extremely strong schistosity close to the eulysite.

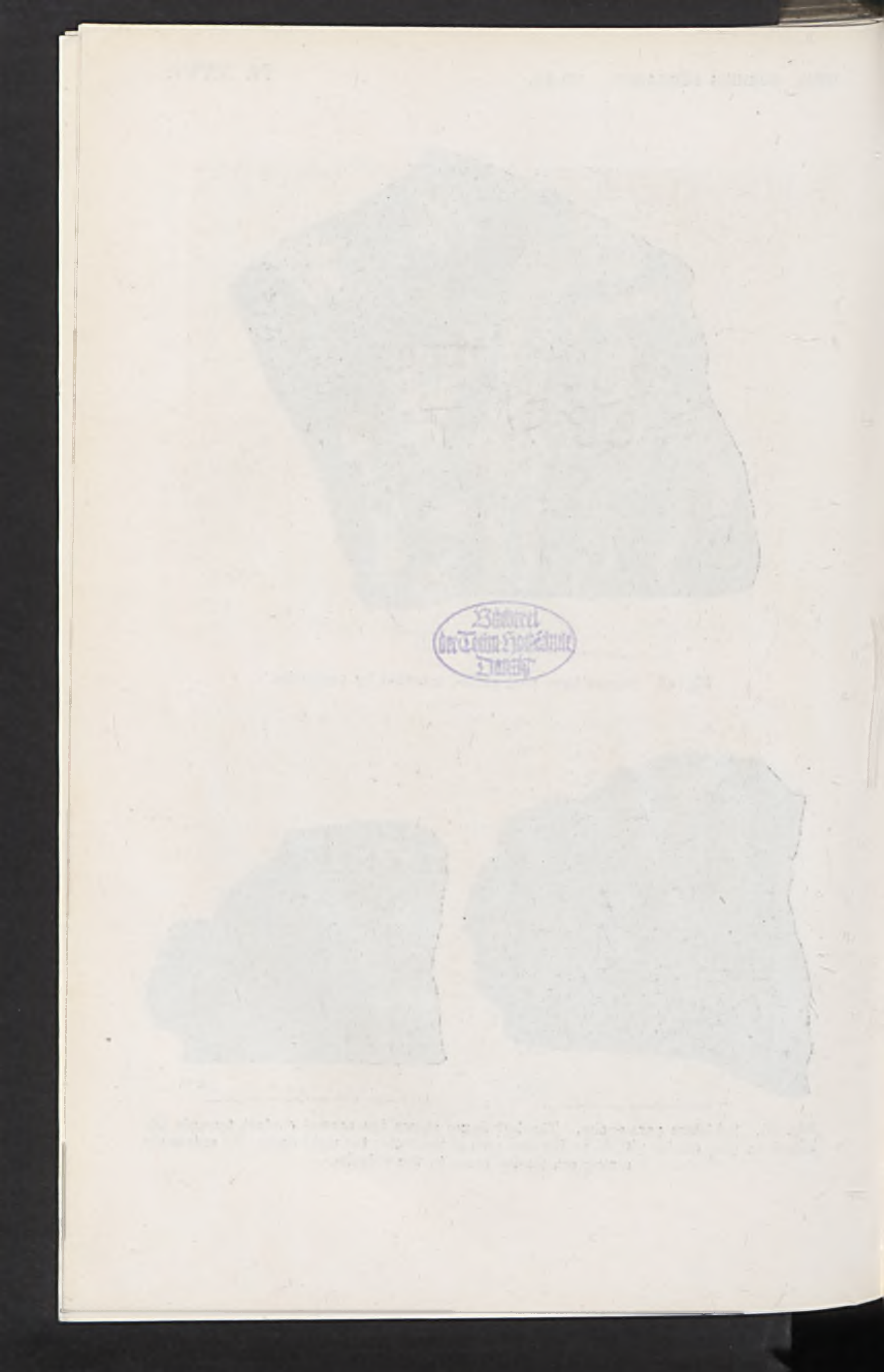




Fig. 46. Crystalline schist (para-gneiss). Nic. + Magn. 20 times.



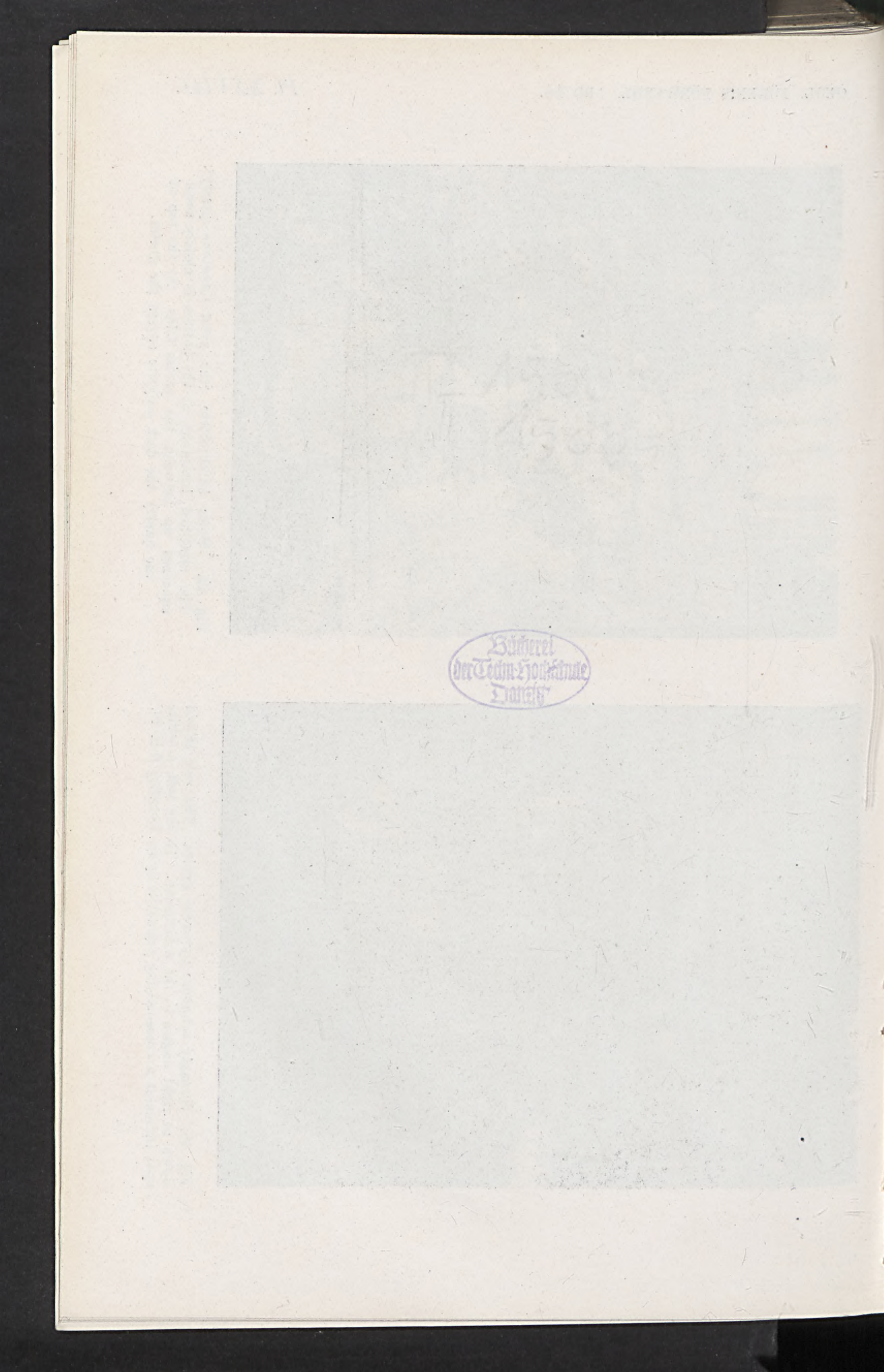
Fig. 47. Pyroxene-gneiss. Ord. light. Magn. 30 times.



Fig. 48. Strongly schistose pyroxene gneiss. The rule is laid down at right angles to the schistosity. To the left, a white spot indicates a cross-cutting pegmatite dyke. Locality D-E-40.



Fig. 49. »Stora kalkbrottet» (the great limestone quarry). The stratified limestone at the bottom is clearly seem squeezed up between the gneiss folds. At the top of the quarry the dark eulysite covers the gneiss.



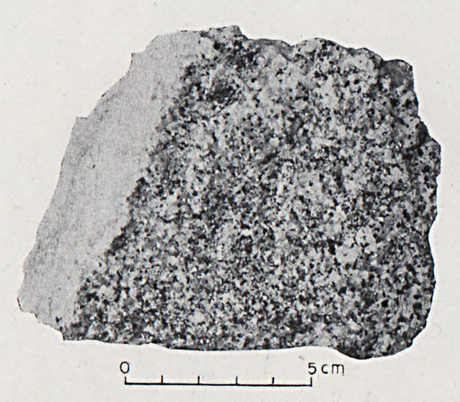


Fig. 50. Limestone, showing the mica-covered dark bedding plane and the white fracture at right angles, indicating absence of mica.

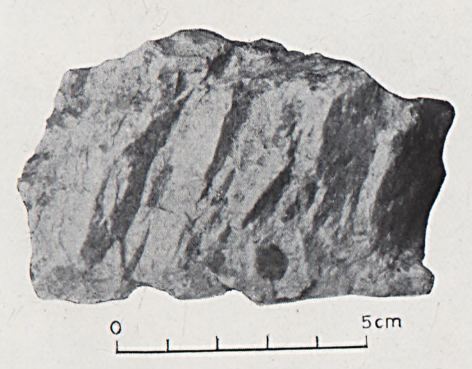


Fig. 51. Pegmatite from the upper dyke-series, consisting mainly of pink-coloured microcline.

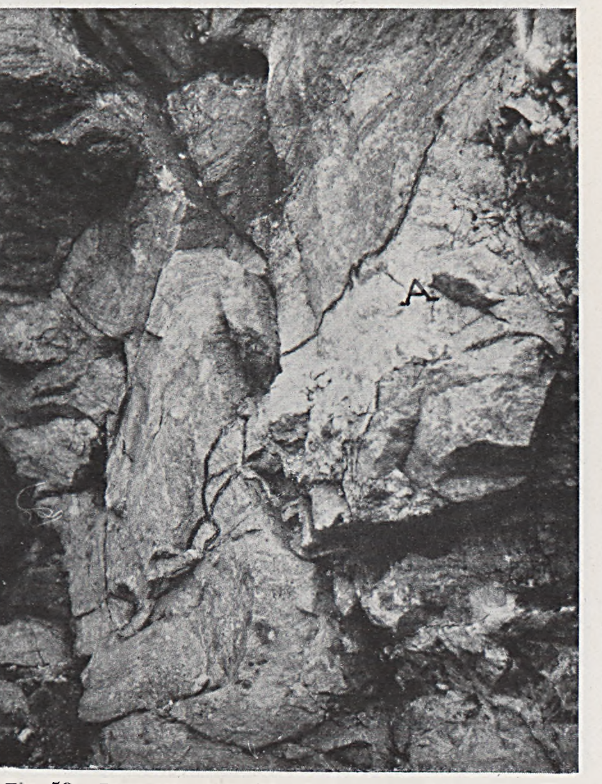


Fig. 52. Pegmatite-dyke (A) of the upper dyke-series. The dark diopside-contacts towards the stratified limestone are clearly visible.

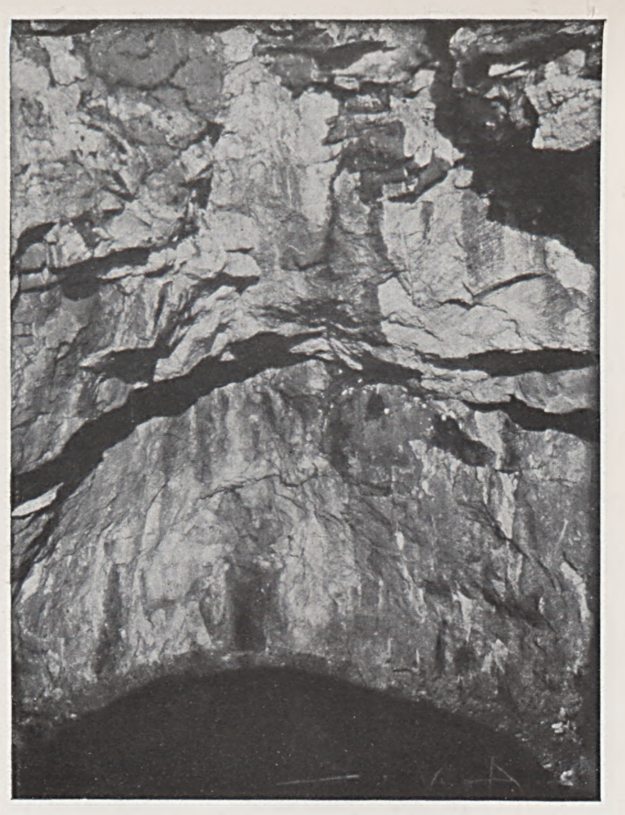


Fig. 53. Water filled limestone-quarry. On the upper right hand are plainly seen three gneiss folds.

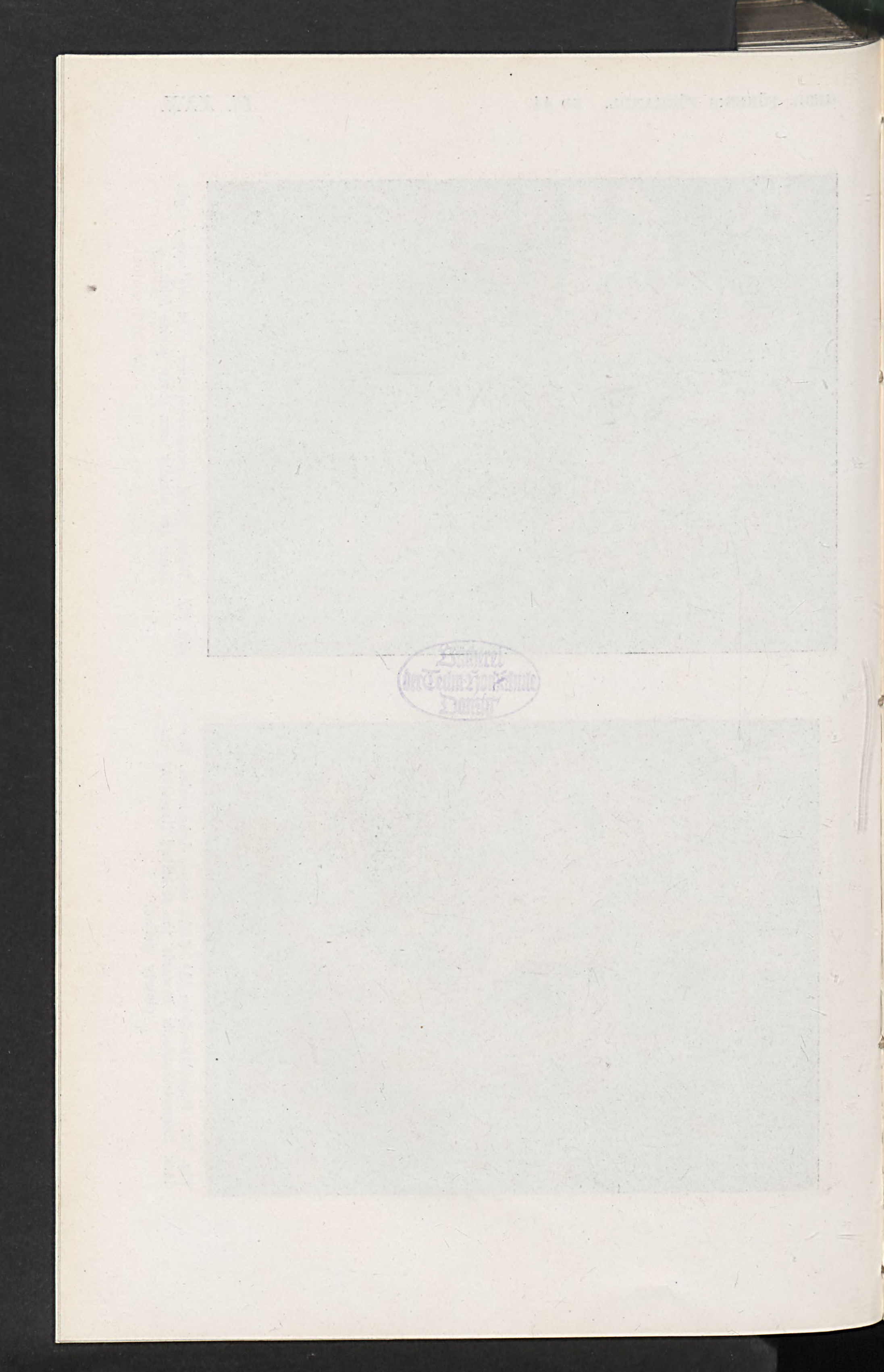




Fig. 54. Lump of grossularite (G) in the contact between limestone, gneiss (S) and pegmatite (P).

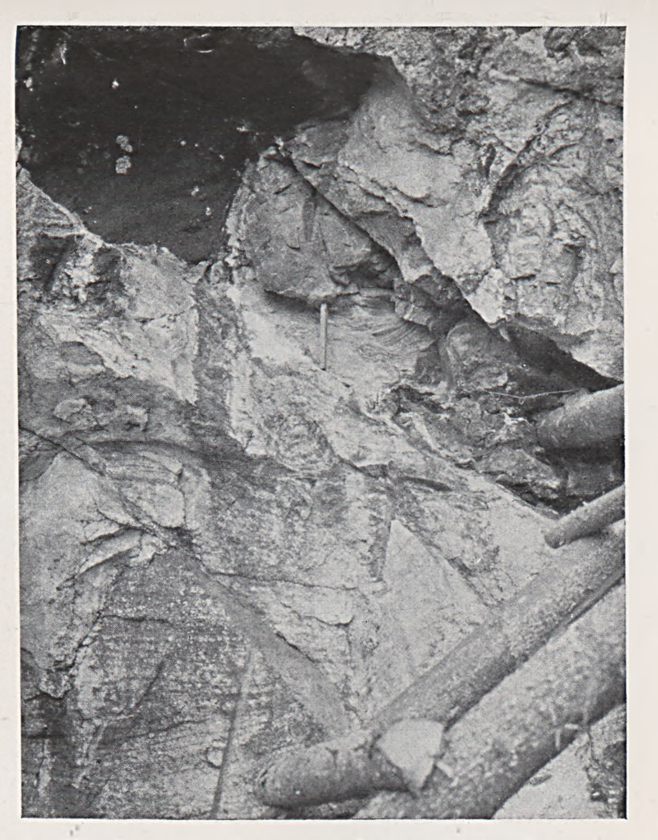


Fig. 55. Rock-wall of the great limestone quarry illustrating the strong schistosity of the gneiss at the contact (marked by the rule) towards the stratified limestone.

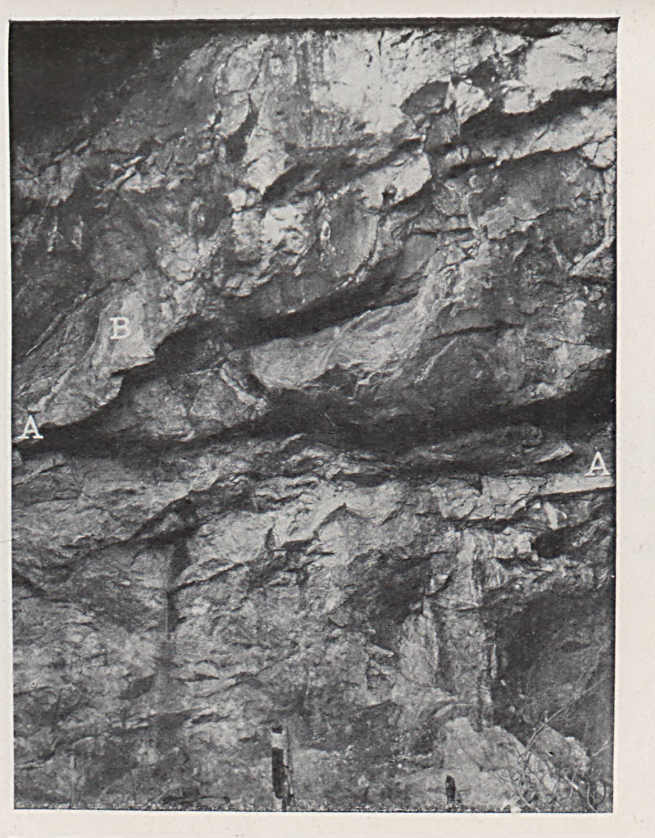


Fig. 56. The north-western rock wall of the »Stora kalkbrottet». »A—A» indicates the contact gneiss-limestone. At »B» the limestone has been squeezed upwards forming a triangular intrusion between two folds of the gneiss.

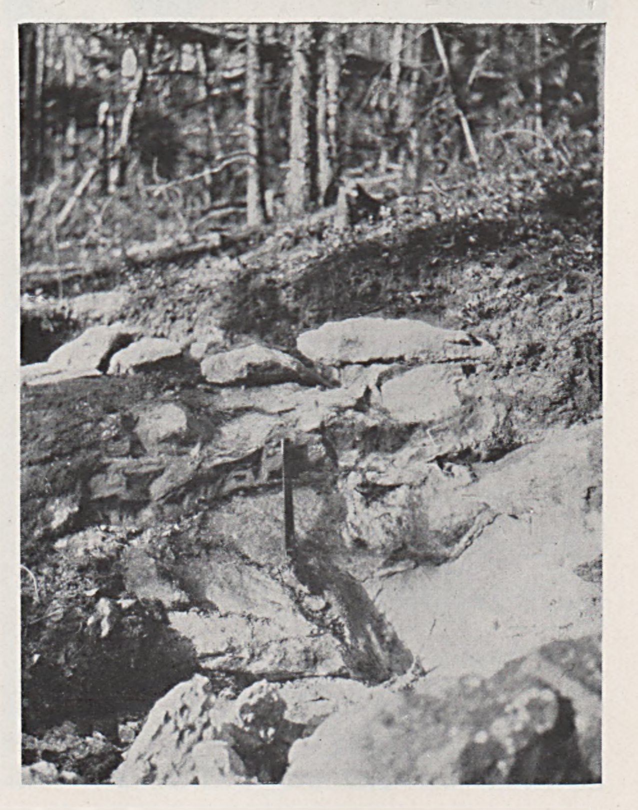
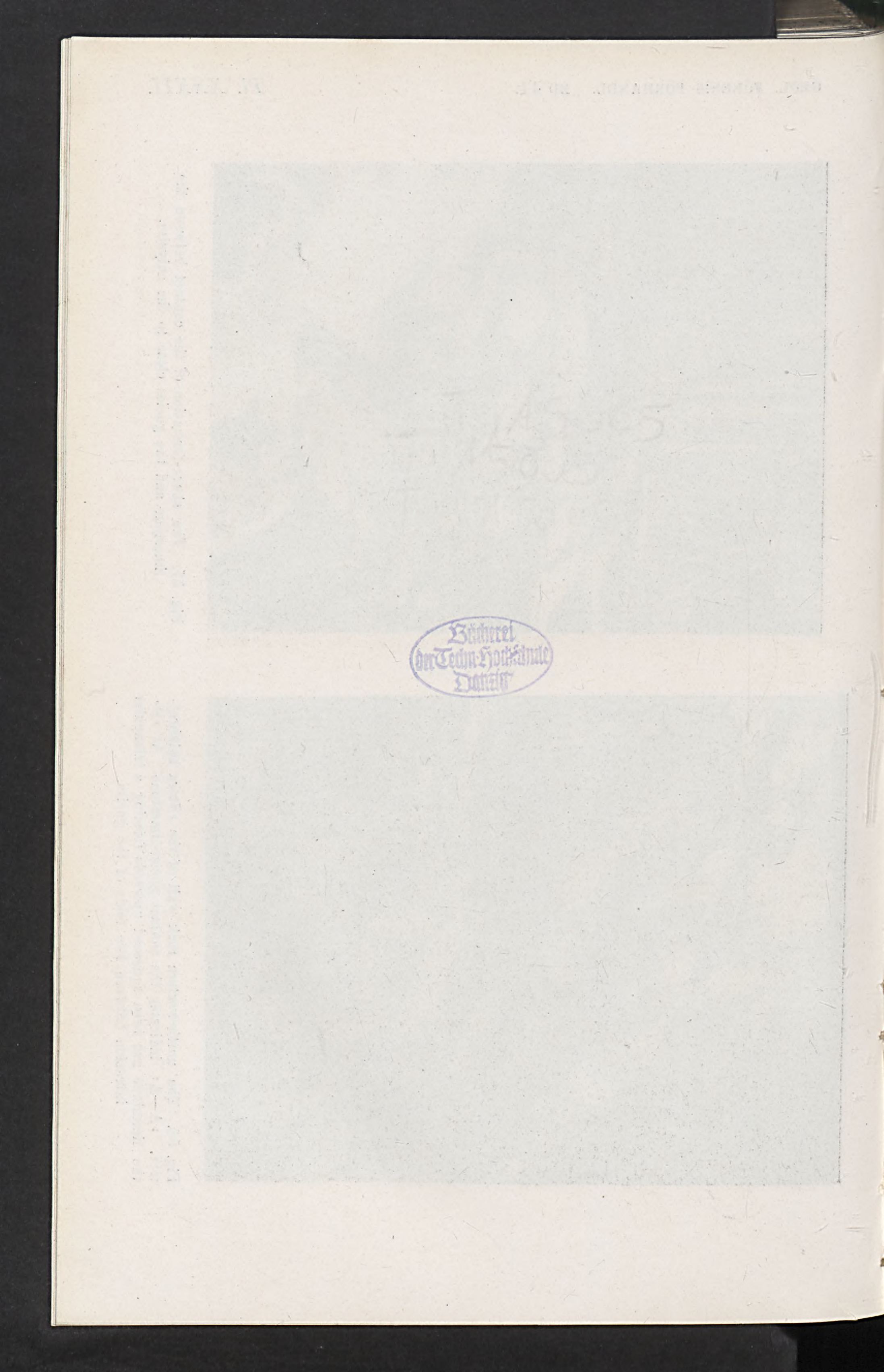


Fig. 57. The skarn-formation of the contact between the limestone and the gneiss close to the eulysite.


Bücherei
der Techn. Hochschule
Danzig

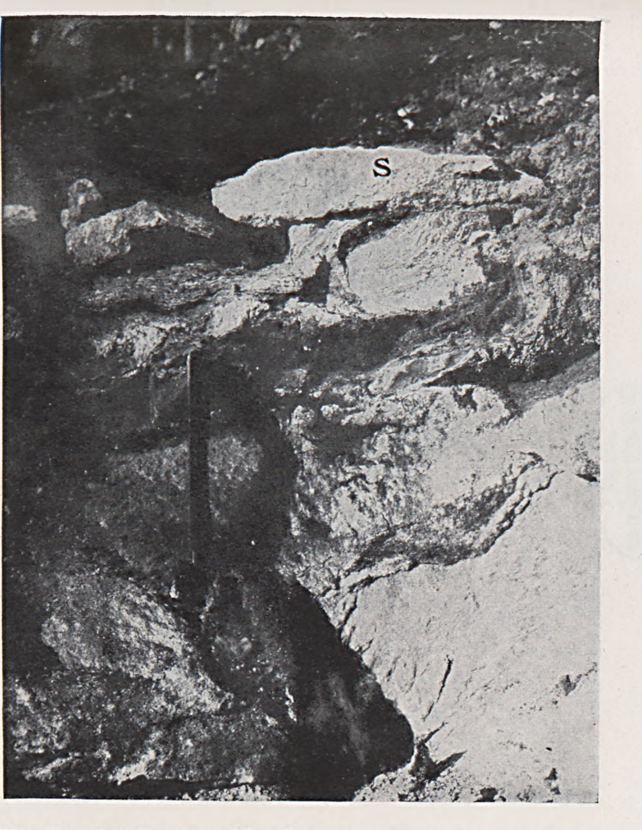


Fig. 58. Detail of fig. 57. The eulysite, which occurs immediately above the light gneiss (S) is blasted away. The top of the rule touches the upper limit of the diopside skarn.



Fig. 59. Detail of fig. 57. »S» is the scapolite outside of the skarn-zone. »G» is the garnet skarn, »D» the diopside skarn. The top of the hammer-handle touches the upper limit of the limestone.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15005


Bücherei
der Techn. Hochschule
Danzig



Fig. 60. Normal contact with alternating layers of limestone and gneiss at some distance from the eulysite.

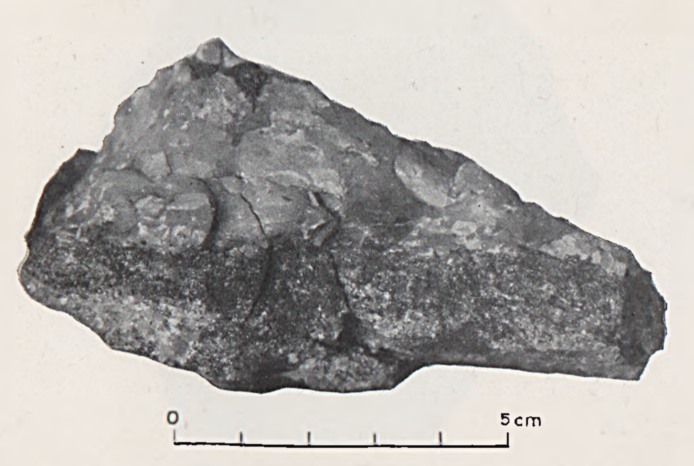


Fig. 61. Grossularite (top-part of rock) in contact with gneiss.



Fig. 62. Limestone enclosing solitary grains of B-chondroite.



Fig. 63. Limestone, containing spinel and crondrodite marking the stratification of the previous mica-layers.

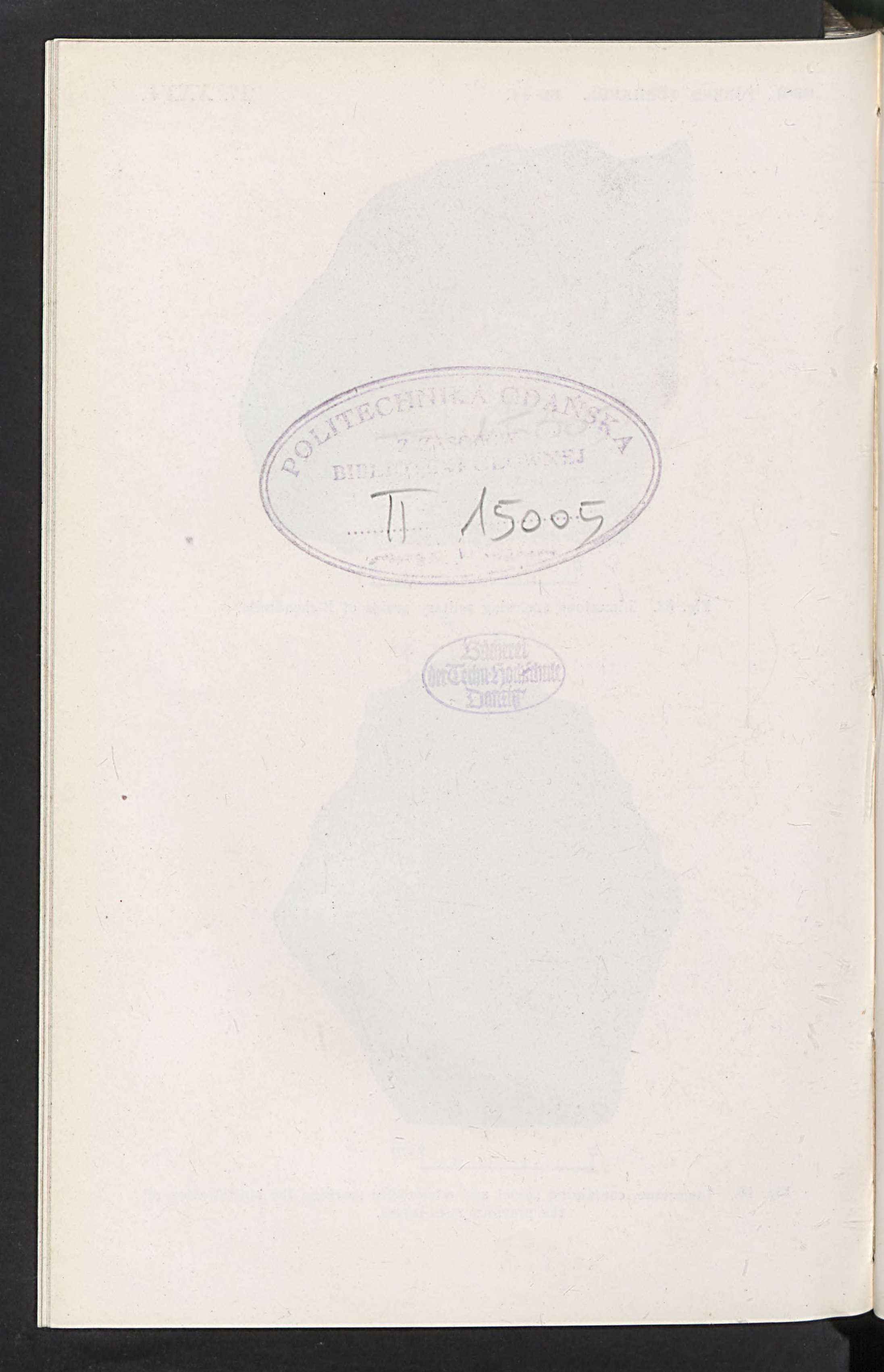

POLITECHNIKA GDAŃSKA
II 15005
Bücherei der Techn. Hochschule Danzig



Fig. 64. Limestone, thoroughly pigmented by chondrodite.

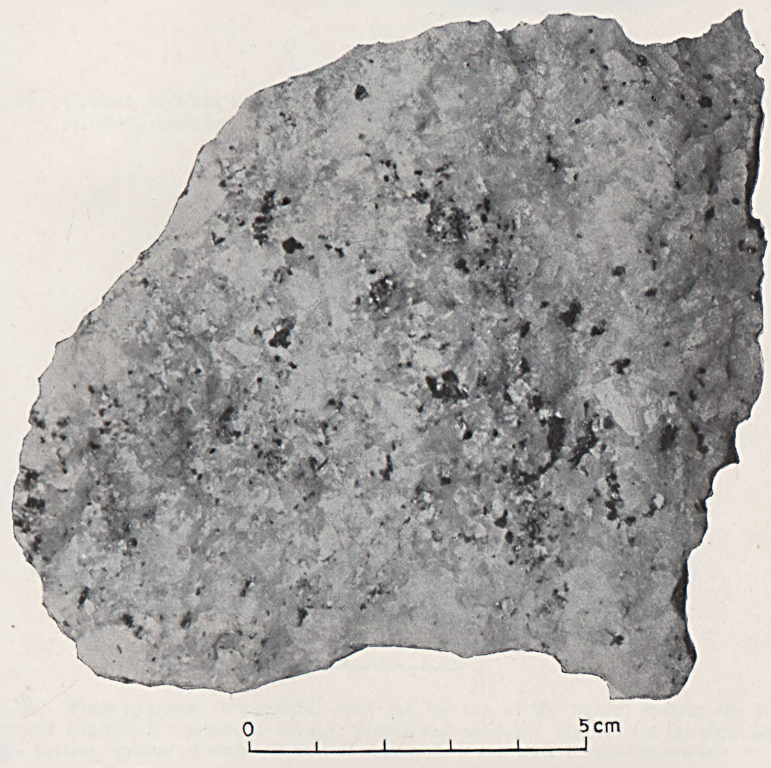
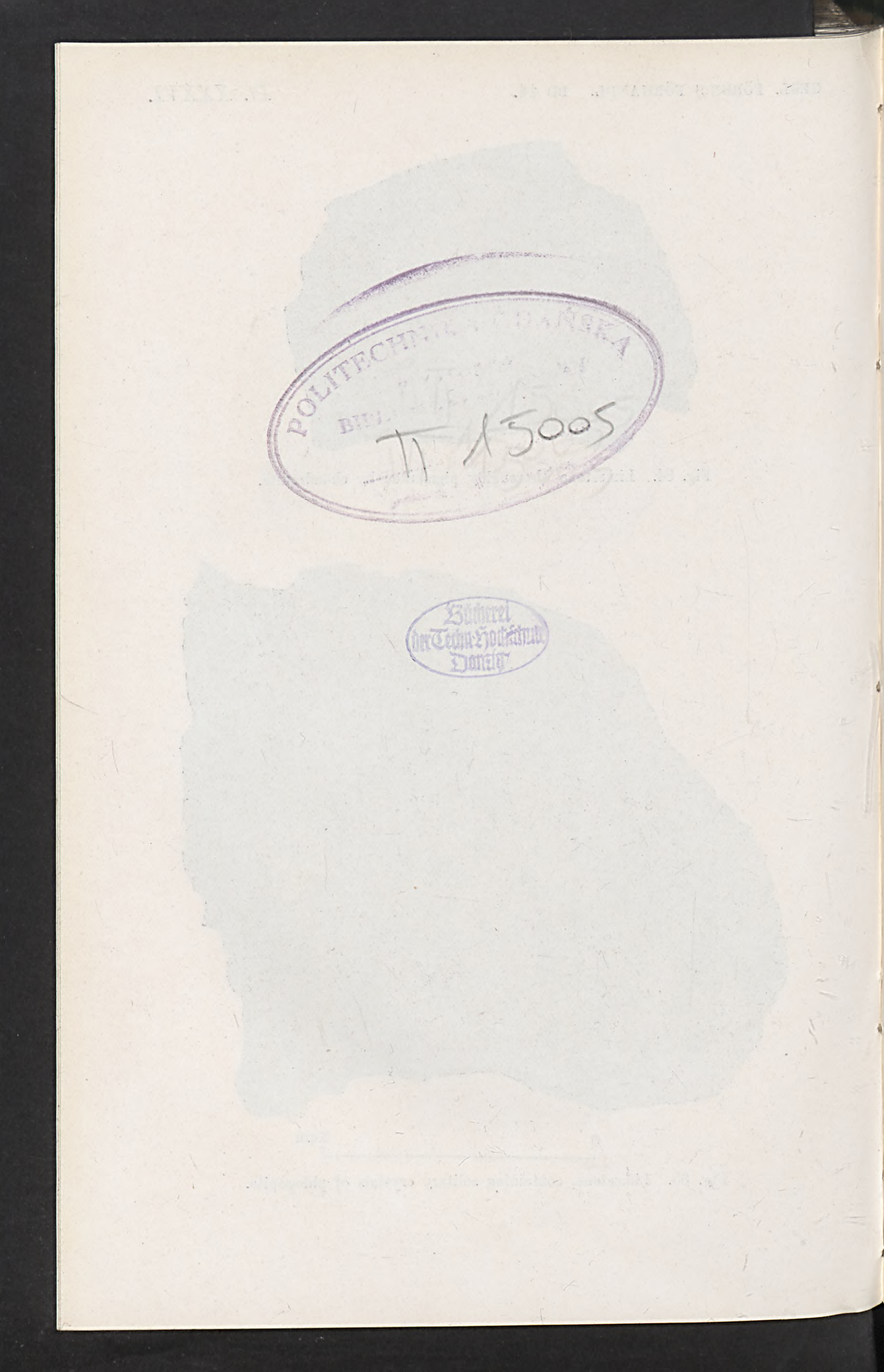


Fig. 65. Limestone, containing solitary crystals of phlogopite.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
II 15005
Bücherei
der Techn. Hochschule
Danzig

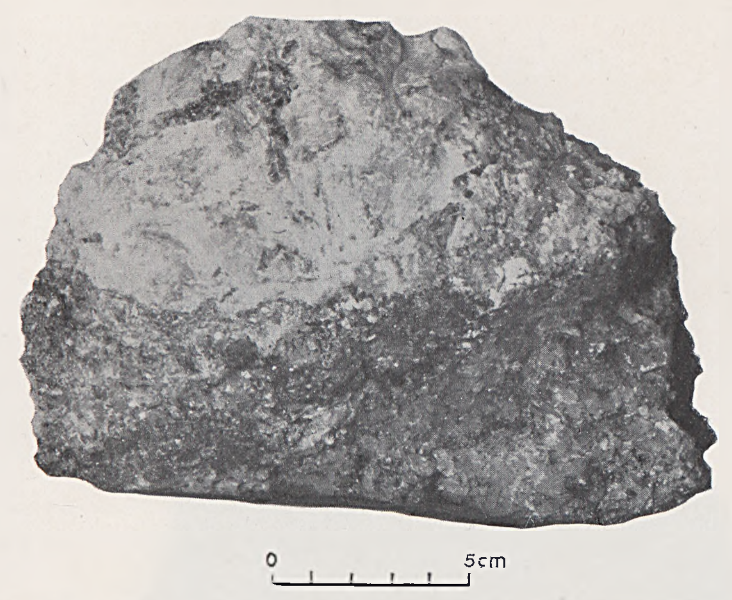


Fig. 66. Contact between limestone and pegmatite. The white pegmatite (upper part of rock) includes rows of violet quartz-grains, (to the upper left).



Fig. 67. Fluor-pyroxene (mansjöite) dyke (at the top of the figure) cutting the limestone and containing exogenous calcite (white) and pargasite (dark). On the right hand, at the bottom, grains of serpentinized B-chondrodite are seen in the limestone; on the left hand, a dyke of colourless apatite (white).

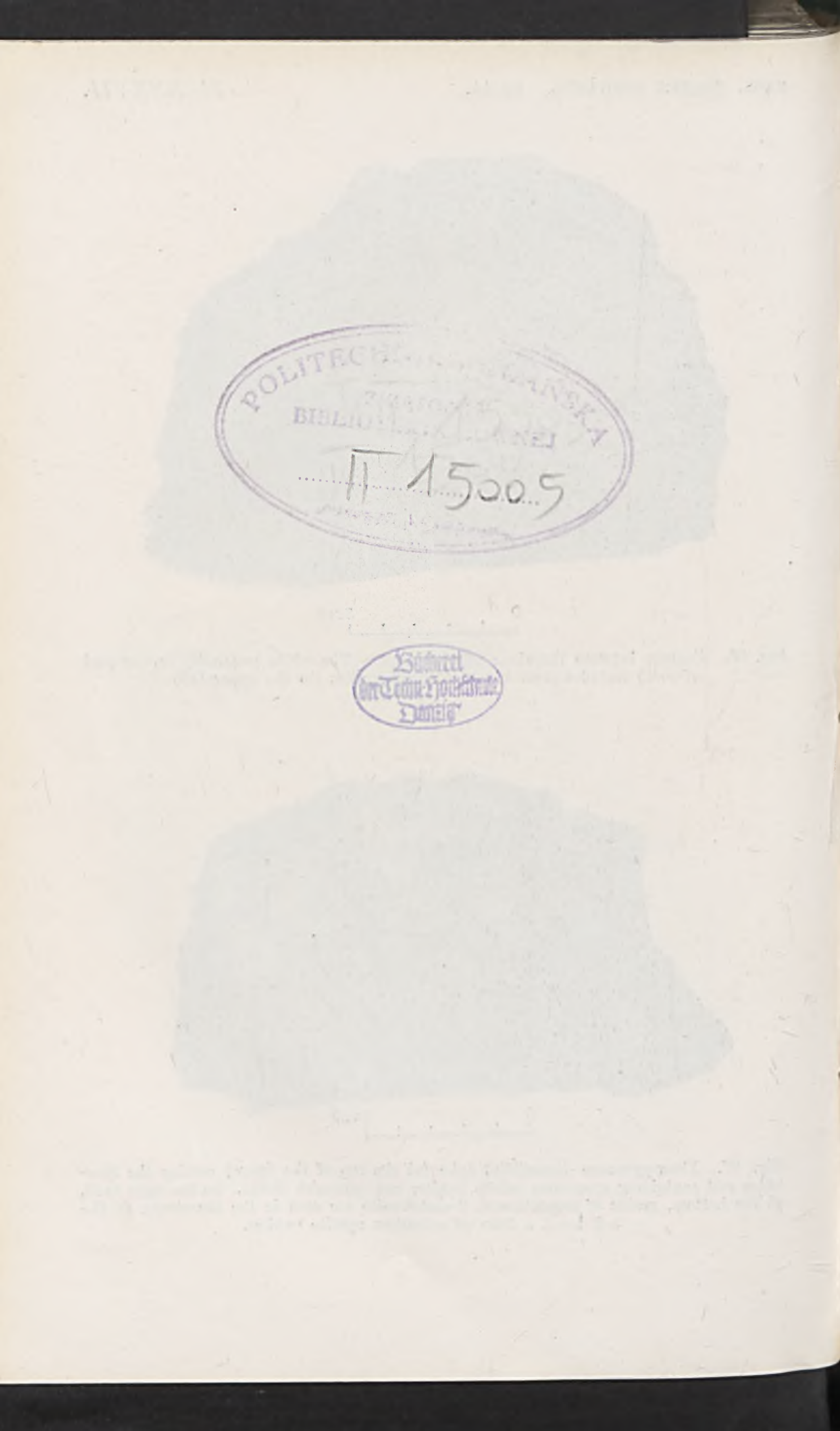




Fig. 68. Limestone metamorphosed into vesuvianite. To the left is seen spinel-bearing limestone.

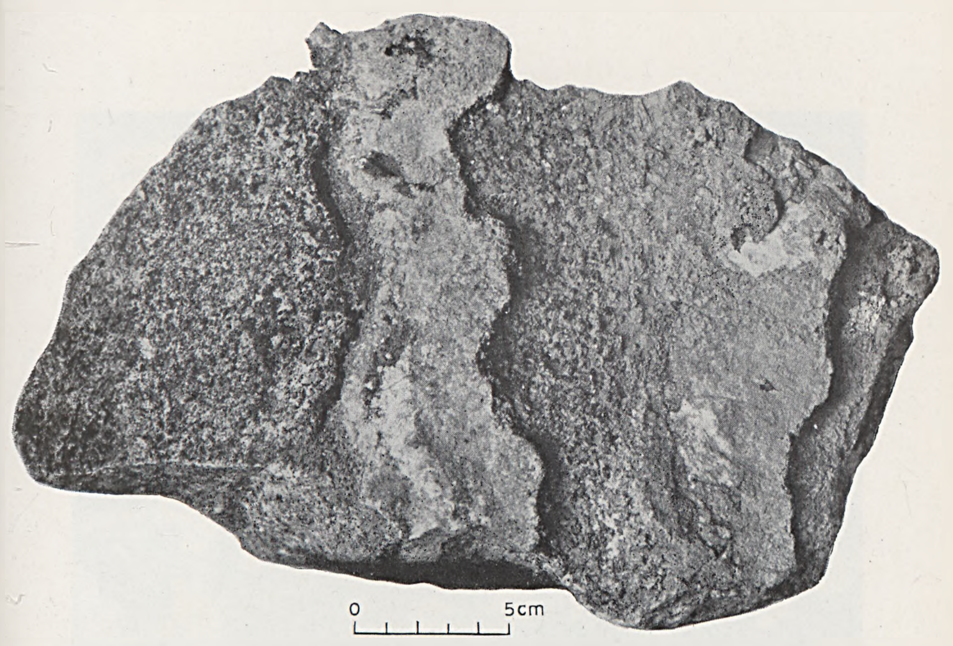


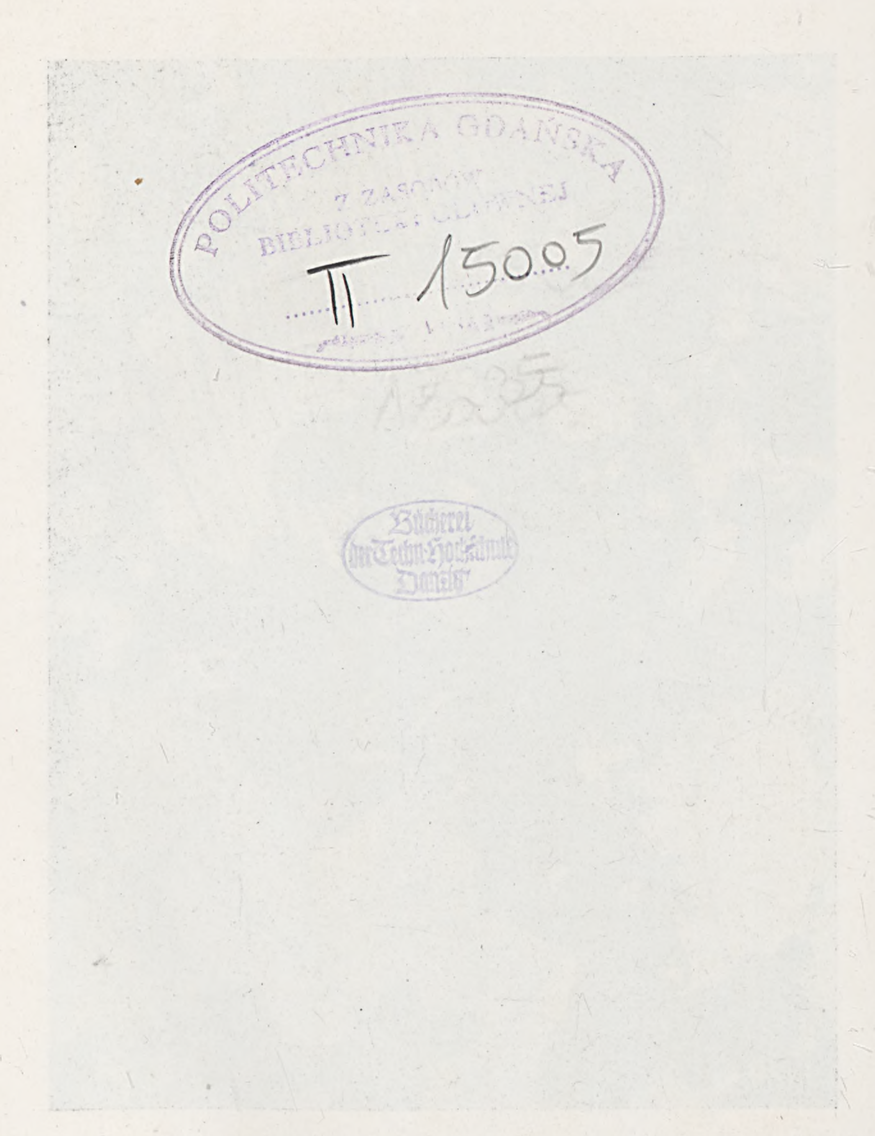
Fig. 69. Weathered scapolitisized pegmatite dyke, grading at the upper part into a »Mansjöite-dyke».



Fig. 70. The same rock as in fig. 69 on a fresh fracture-surface. The sharp limiting of the scapolitisized pegmatite-dyke is clearly seen at the bottom of the figure, (above »cm»), as are the diopside contact-zones. Where the dyke grades towards the top into mansjöite, the diopside changes into pargasite, and the accompanying G-chondrodite in the limestone into B-chondrodite.



Fig. 71. Calcite-crystals, which show deformation-structures. Nic. + Magn. 40 times.



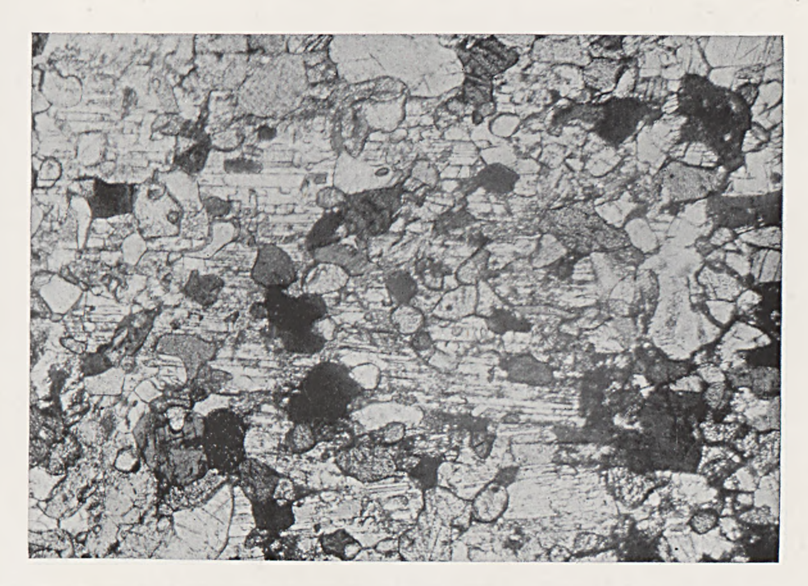


Fig. 72. Remains of an anorthite crystal with enclosures of calcite. Nic. + Magn. 40 times.



Fig. 73. Fan of secondary prehnite, crystallized out of a groundmass of amphodelite. Nic. + Magn. 60 times.

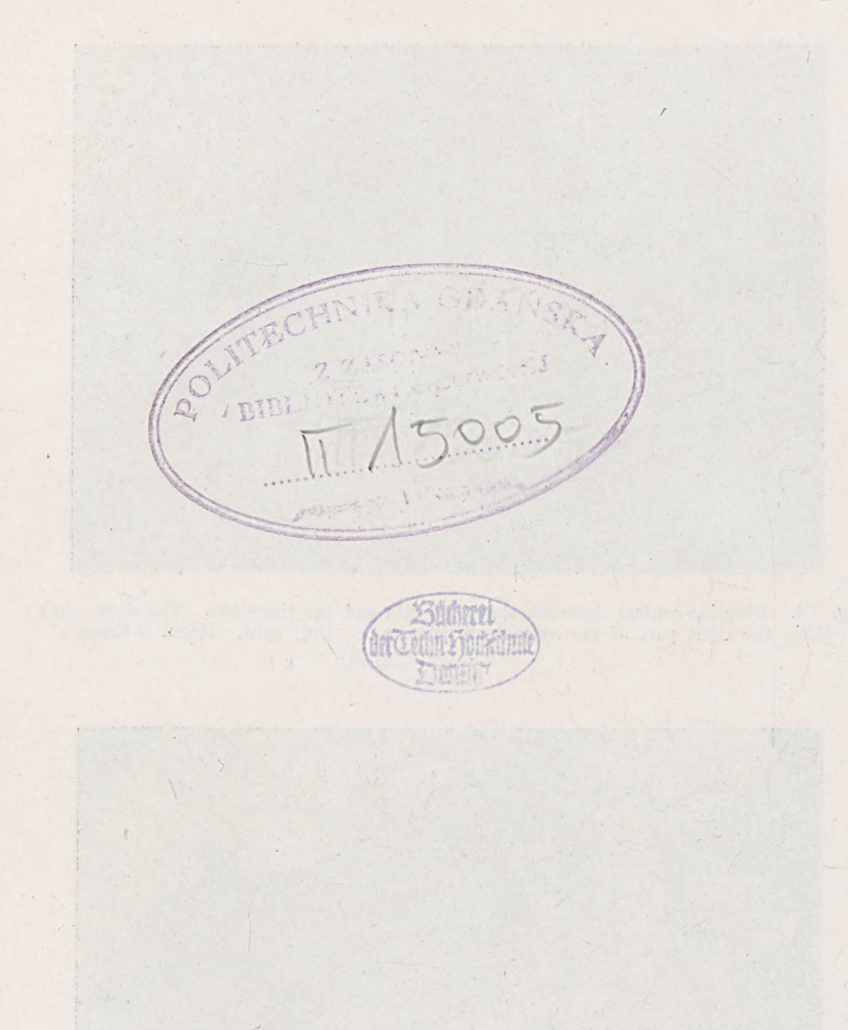

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
II 15005



Fig. 74. Diopside-contact between the pegmatite and the limestone. The dark spots along the right part of the contact are leucoxene. Ord. light. Magn. 6 times.



Fig. 75. Detail of fig. 74. String of apatite within phlogopite. Ord. light. Magn. 60 times.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
II 15005
Bücherei der Techn. Hochschule Danzig

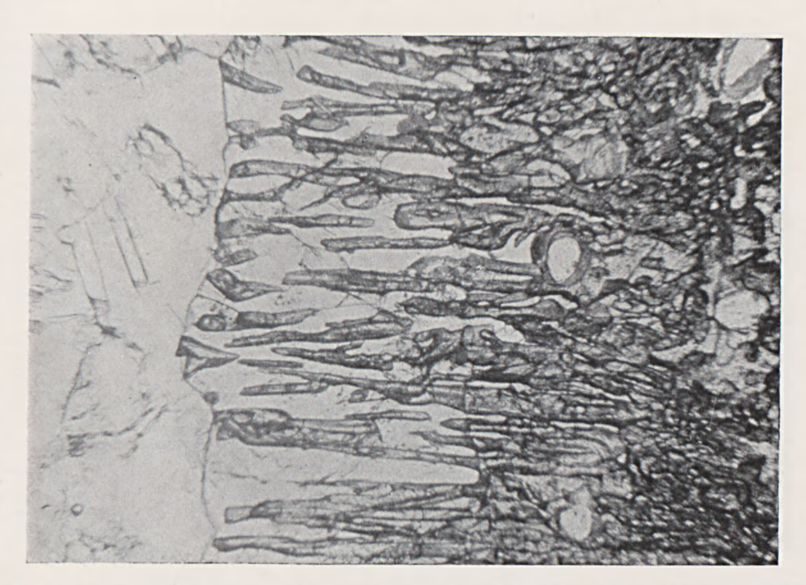


Fig. 76. Detail of fig. 74. Diopside-rods within scapolite. The sharp sinuous boundary between the two symplektitic diopside-scapolite-zones is clearly visible. Ord. light. Magn. 60 times.



Fig. 77. Detail of fig. 74. Anorthite and scapolite of the pegmatite-dyke within the contact-zone, the diopside rods of which are plainly seen in the upper left corner. Nic. + Magn. 50 times.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Π 15005

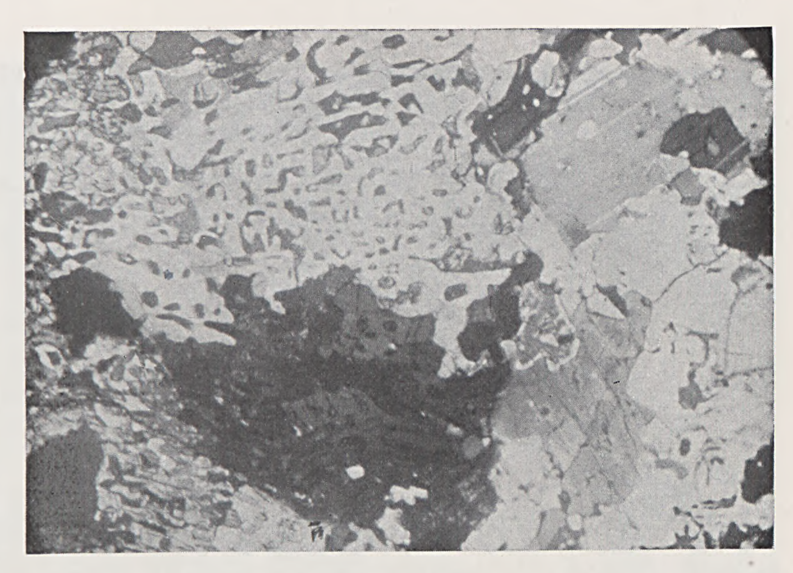


Fig. 78. Detail of fig. 74. Scapolite-Quartz symplektite, close to the inner diopside-scapolite-zone. Nic. + Magn. 60 times.

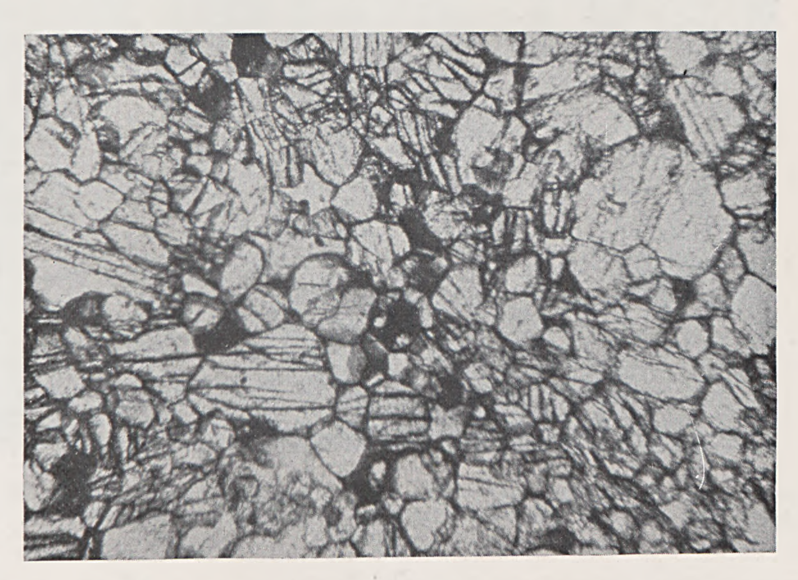


Fig. 79. Mansjöite-fels from the pyroxene-dykes. The dark spots are grinding powder remaining in holes in the thin-section. Ord. light. Magn. 30 times.







Fig. 80. Prehnite (primary)-aggregates within golden-yellow, fluidally arranged phlogopite. Mansjöite crystals corroded by the phlogopite are clearly seen. Ord. light. Magn. 15 times.



Fig. 81. Wollastonite-needles and grains of diopside within vesuvianite. The needles start from twinned wollastonite-crystals. Nic. + Magn. 100 times.



Fig. 82. Pargasite, intergrown at right angles by a smaller pargasite crystal (dark). Nic. + Magn. 40 times.

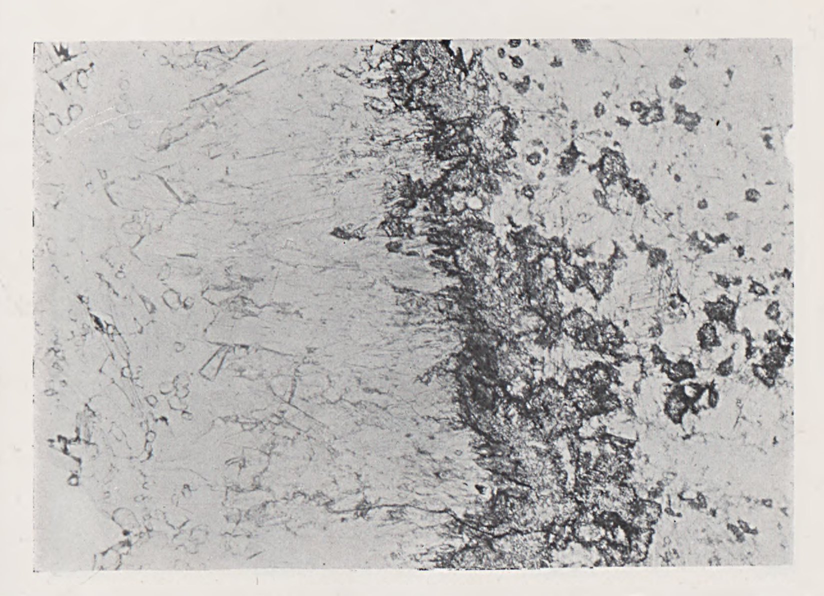


Fig. 83. Diopside-contact transformed into a pargasite-contact. The cross-section of a pargasite crystal is visible in the upper left hand corner. The dark spots are leucoxene. The scapolitisized pegmatite is found on the right. Ord. light. Magn. 60 times.



Fig. 84. Lenticular rest of grossularite within vesuvianite, intergrown by diopside. Ord. light. Magn. 80 times.



Fig. 85. Almanditic grossularite in pegmatite- limestone contact, rich in quartz. The dark is diopside, the gray garnet, the white scapolite and quartz. Within the garnet are also seen radiating chlorite-grains. Ord. light. Magn. 50 times.

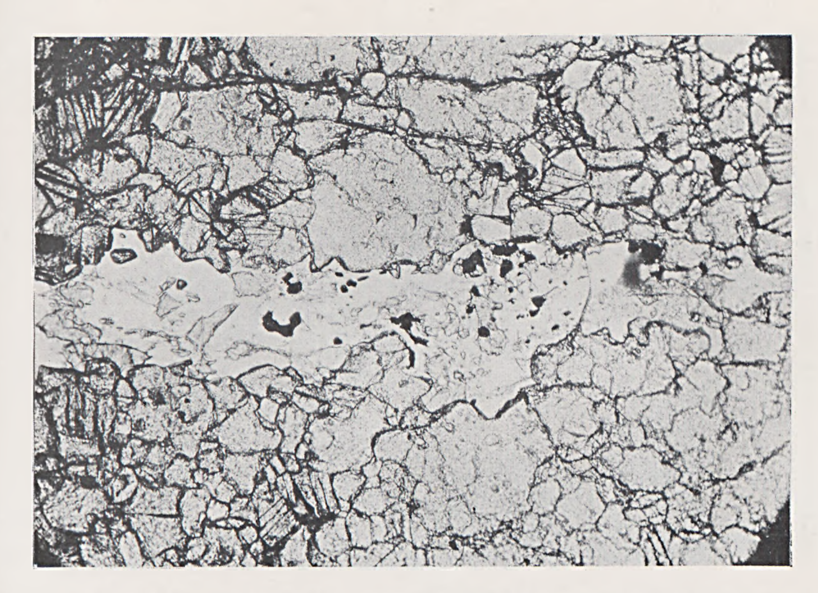


Fig. 86. Grossularite, poikilitically intergrown by diopside and cut by a vein of scapolite and quartz. Ord. light. Magn. 40 times.

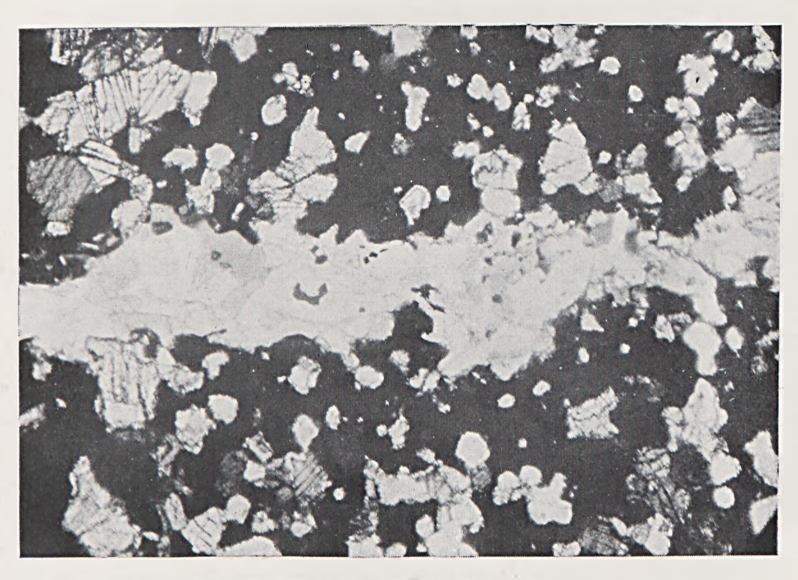
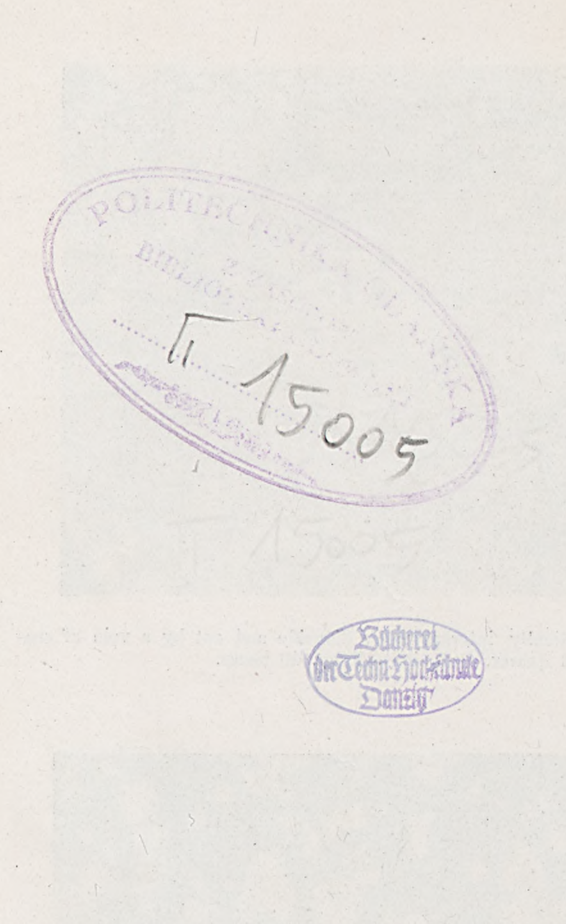


Fig. 87. Fig. 86 at Nic. + Magn. 40 times.



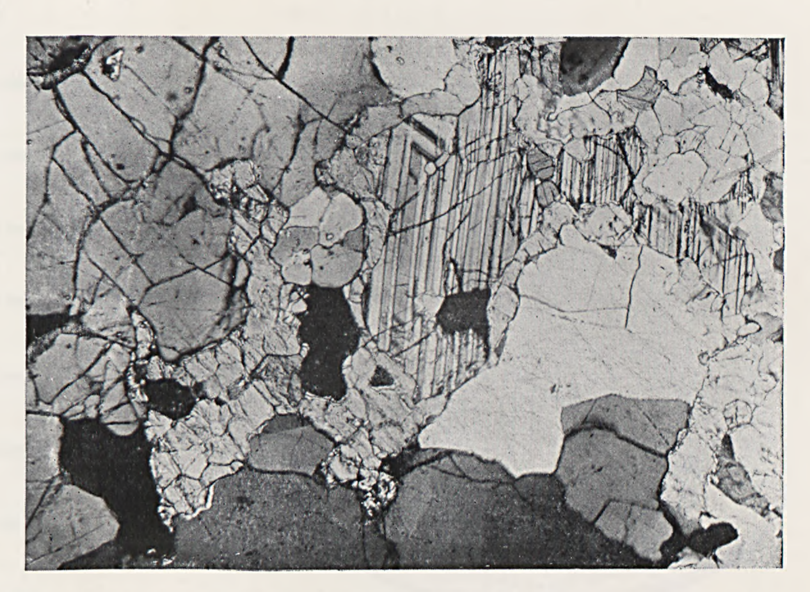


Fig. 88. Ring of scapolite grains around plagioclase Thin-section from the upper pegmatite dyke series Nic. + Magn, 30 times

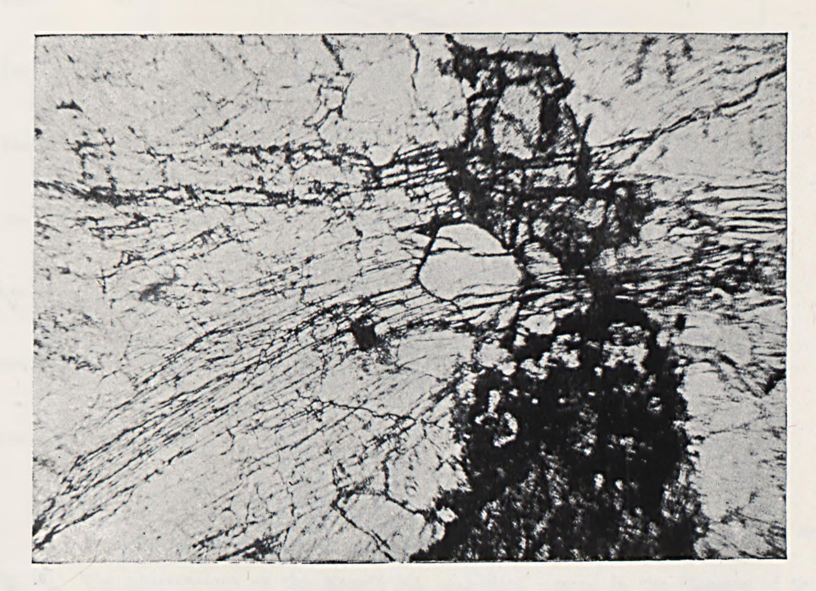
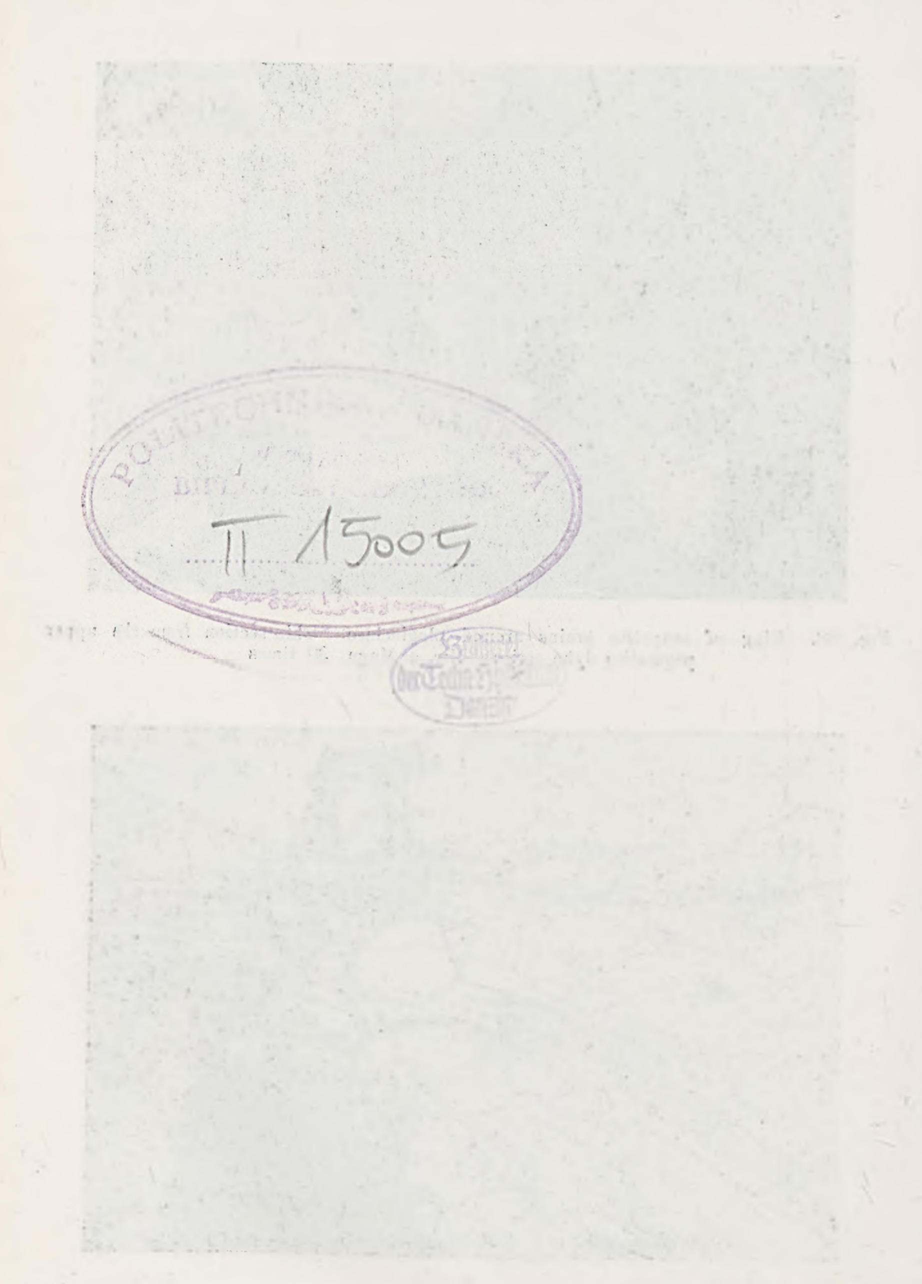


Fig. 89. Scapolite showing secondary deformation structure at the pargasite-bearing dyke-contacts. The dark mineral is leucoxene. Ord. light. Magn., 80 times.



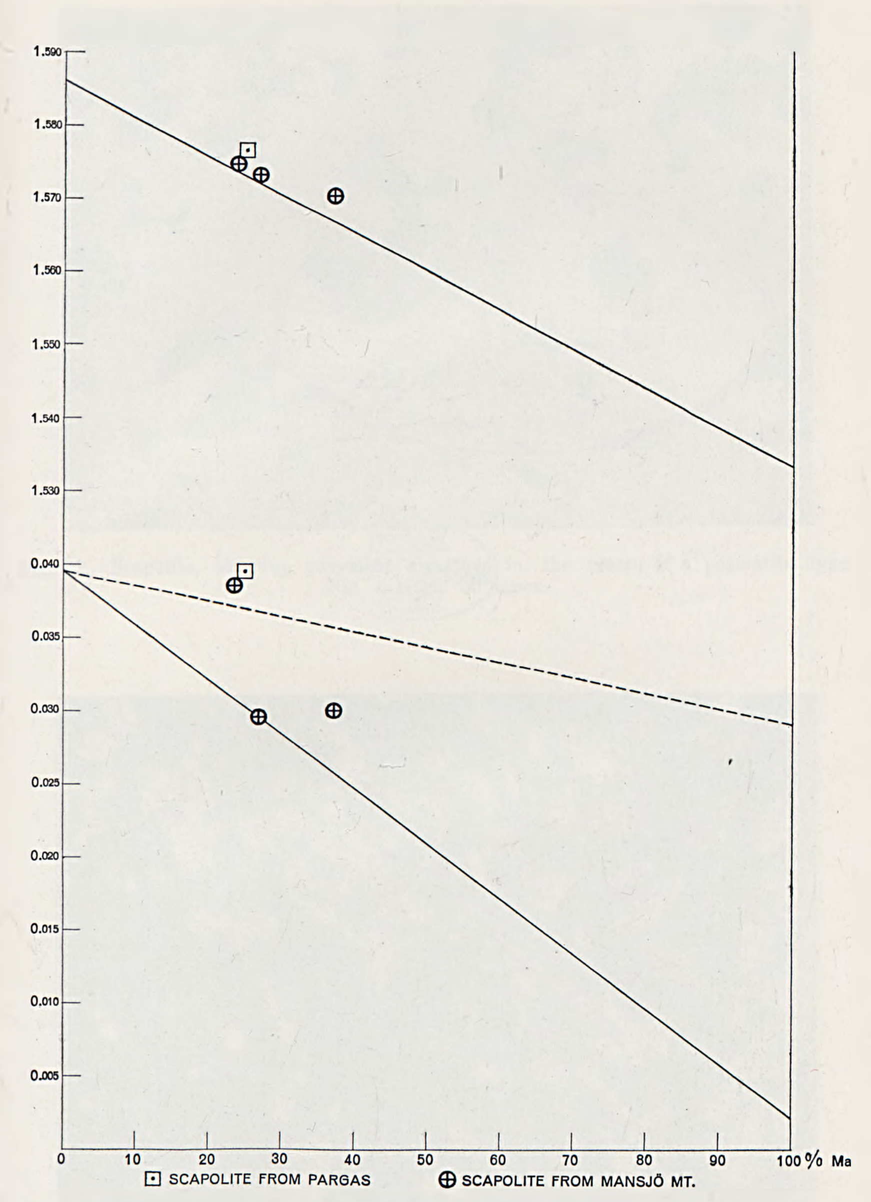
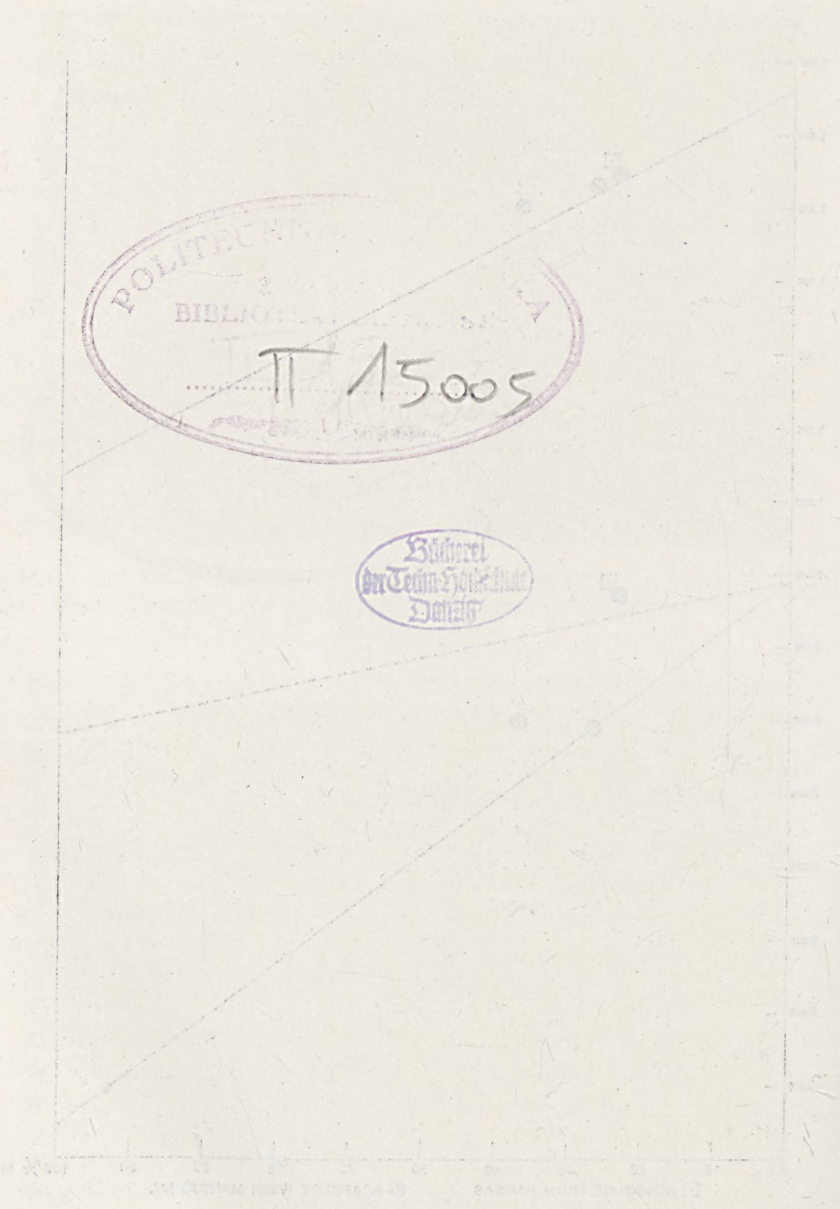


Fig. 90. The observations on the Mansjö Mt. scapolites entered in the diagram of the refraction and birefrigence of scapolites, according to Sundius.


POLITECHNI[...]
BIBLIO[...]
T 15005
Bücherei
der Techn. Hochschule
Danzig

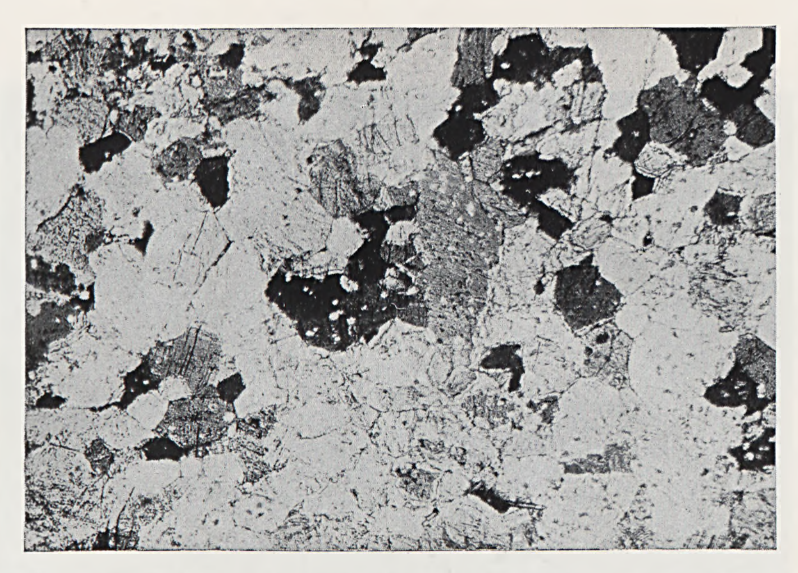


Fig. 91. Scapolite, showing pavement structure in the centre of a pegmatite dyke. Nic. + Magn. 30 times.

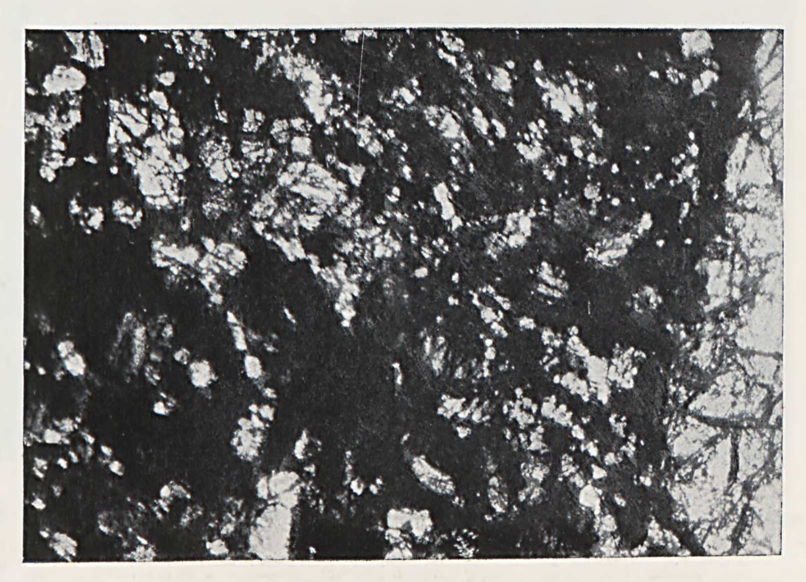
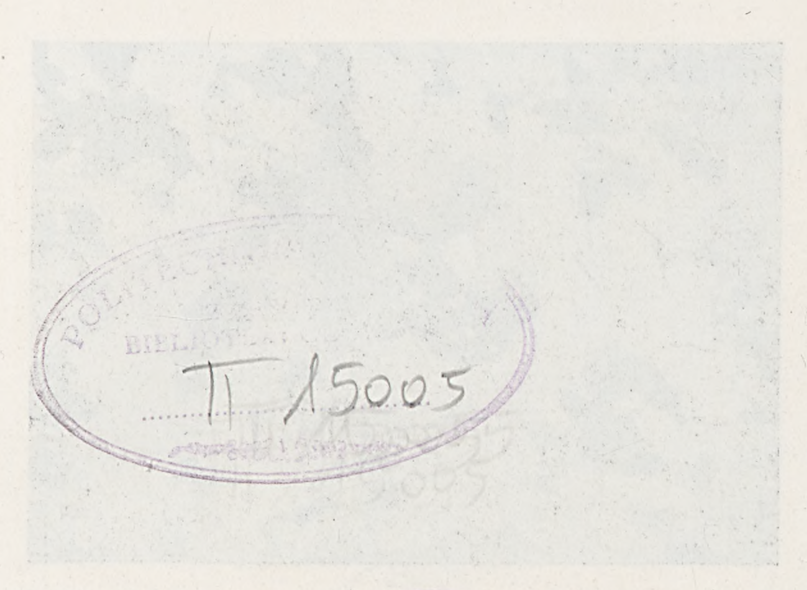


Fig. 92. Vesuvianite (black) poikilitically intergrown by diopside Nic. + Magn. 60 times.



POL
BIBLIOTEKA
TI 15005



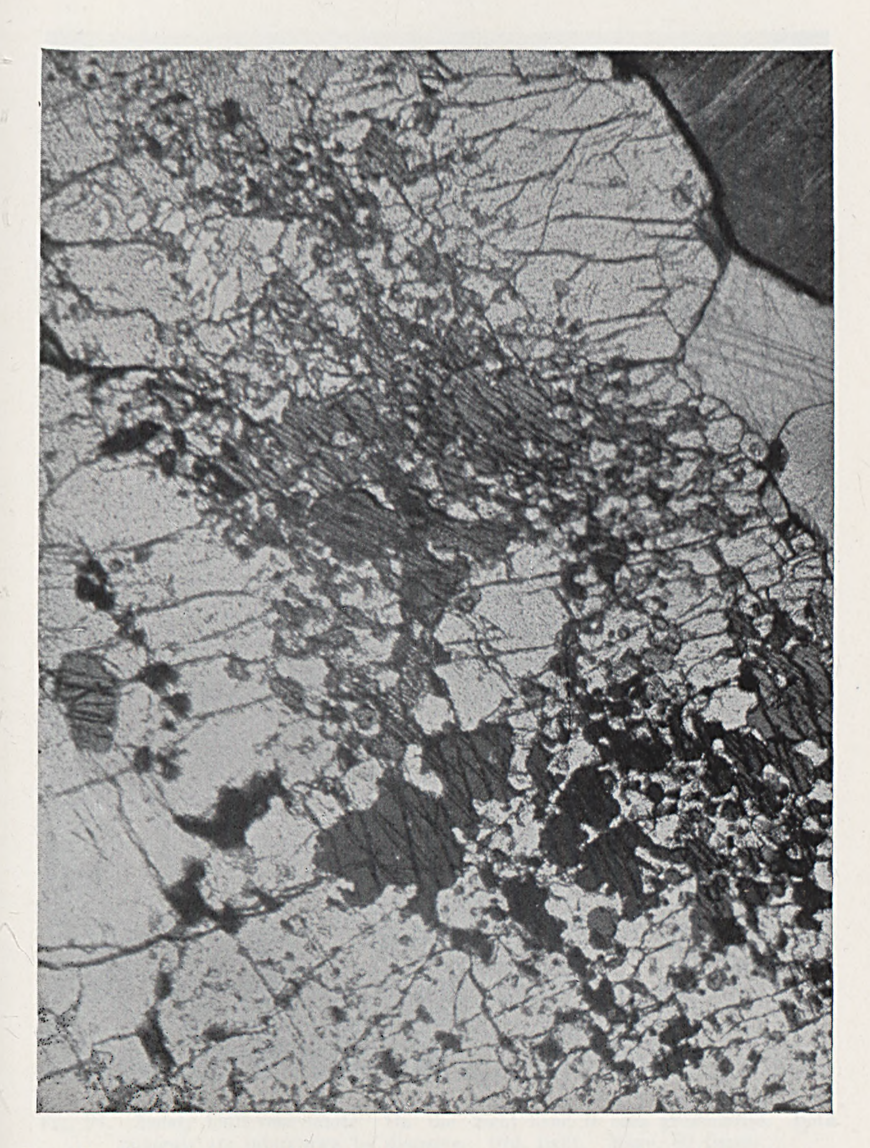
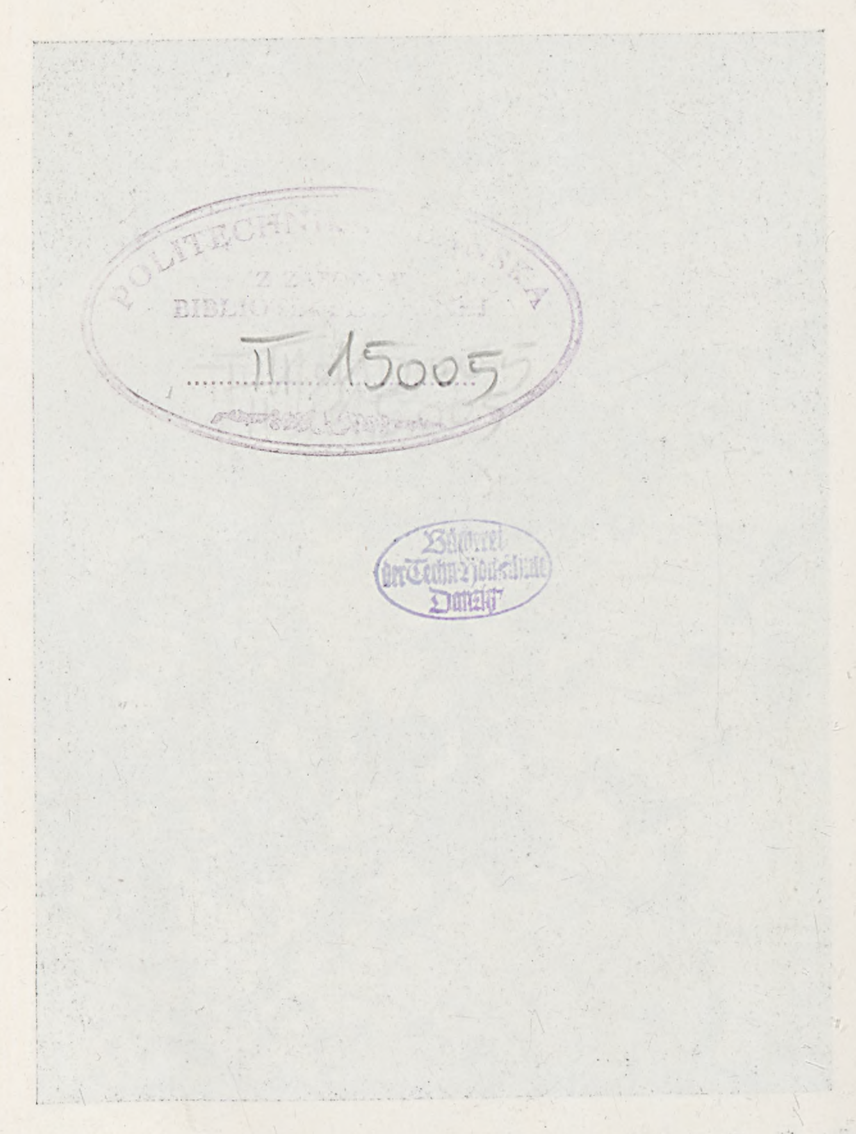


Fig. 93. Vesuvianite poikilitically intergrown by pargasite Nic. + Magn. 60 times.



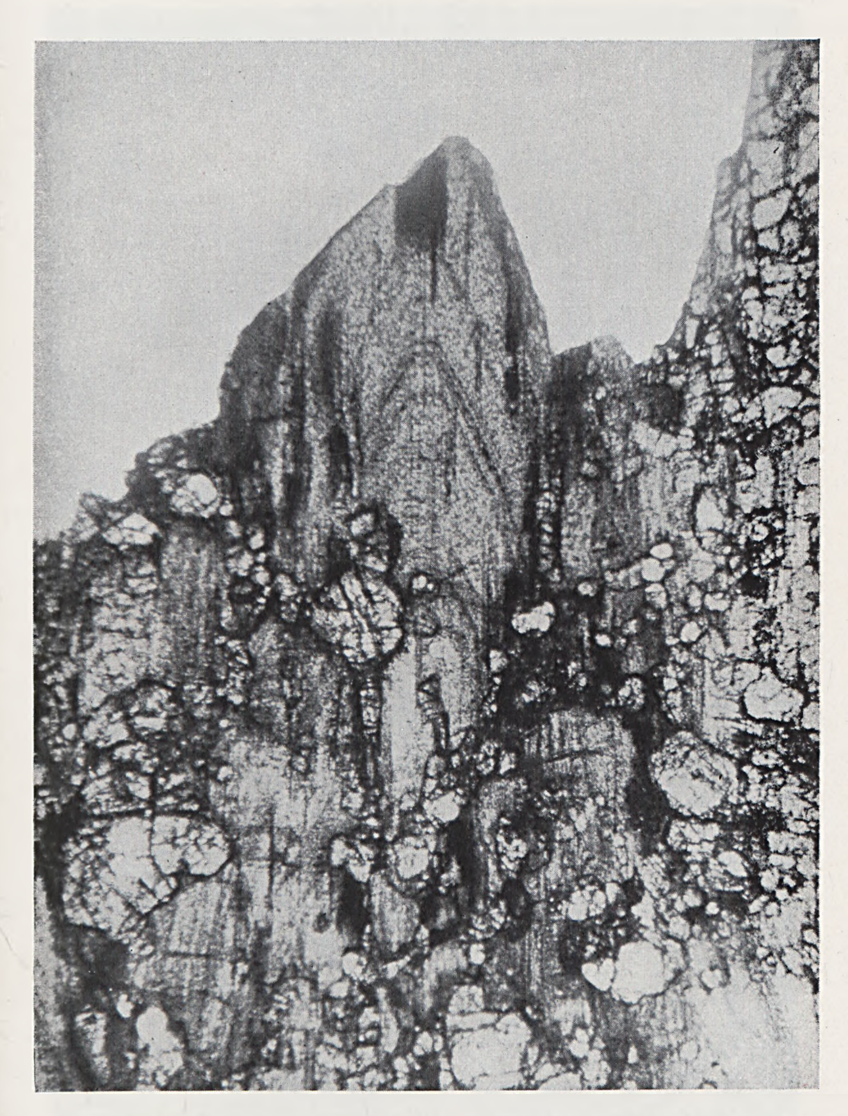


Fig. 94. Zonaly built vesuvianite. On the right hand is seen grossularite. Both minerals are intergrown by diopside. Ord. light. Magn. 60 times.

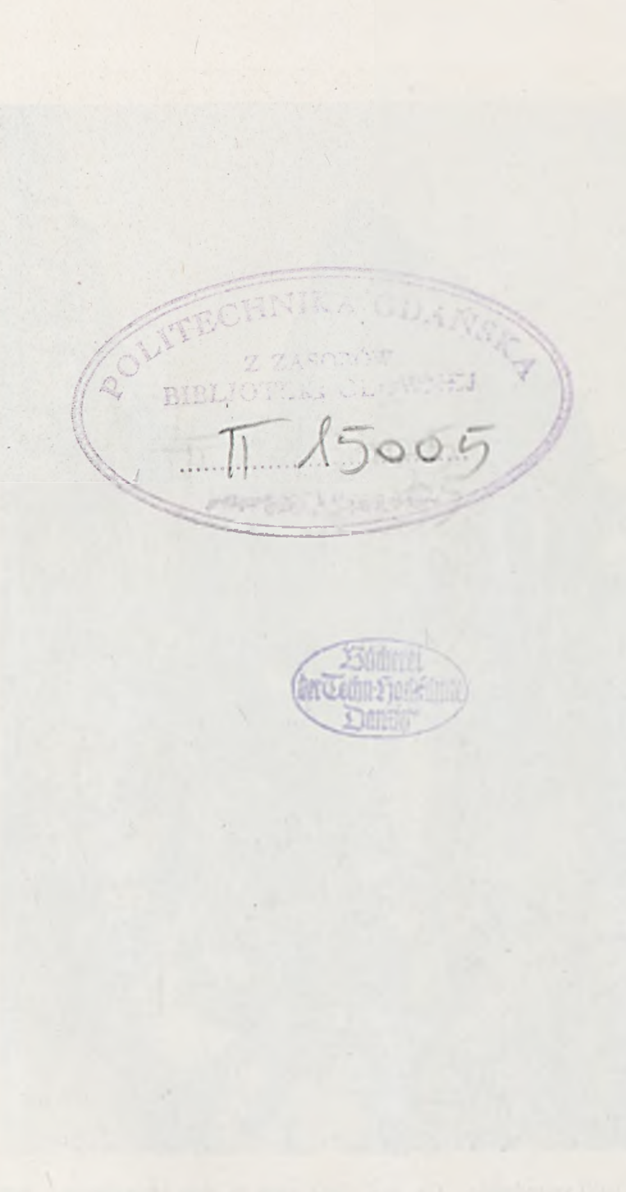




Fig. 95. Optically unhomogeneous vesuvianite. Nic. + Magn. 25 times.



Fig. 96. Prehnite-crystal showing wedge-formed twinning-structure. Ord. light. Magn. 80 times.


Bücherei
der Techn. Hochschule
Danzig

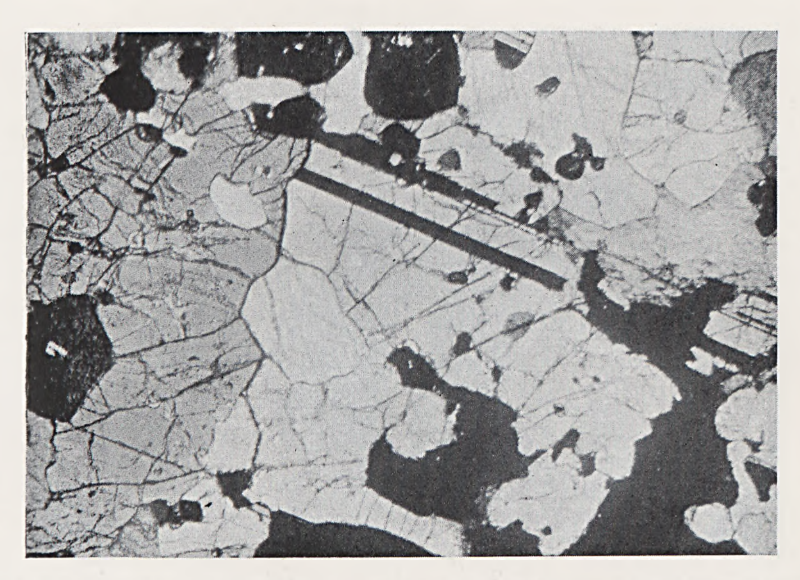


Fig. 97. G-chondrodite, showing twinning lamellæ (dark) surrounded by spinel (black). Nic. + Magn. 40 times.

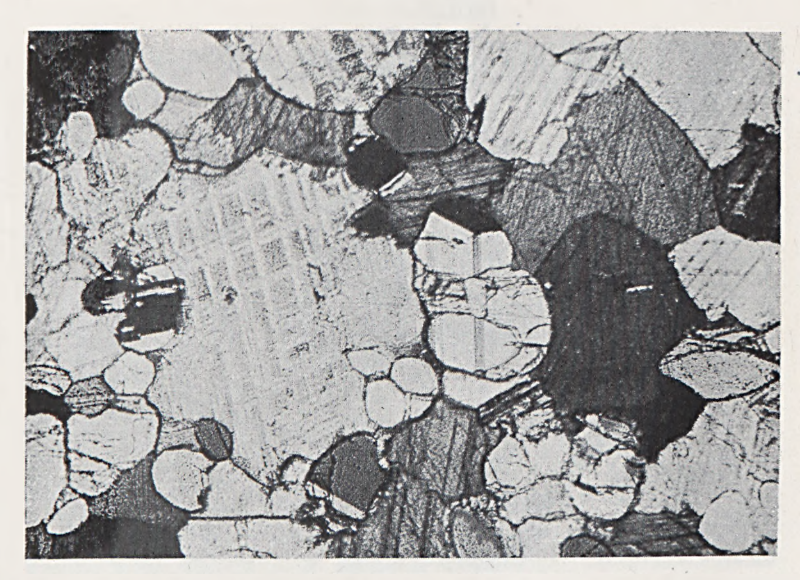


Fig. 98. G-chondrodite in limestone, the calcite showing crossed lamellar twinning. Nic. + Magn. 30 times.


II 15005

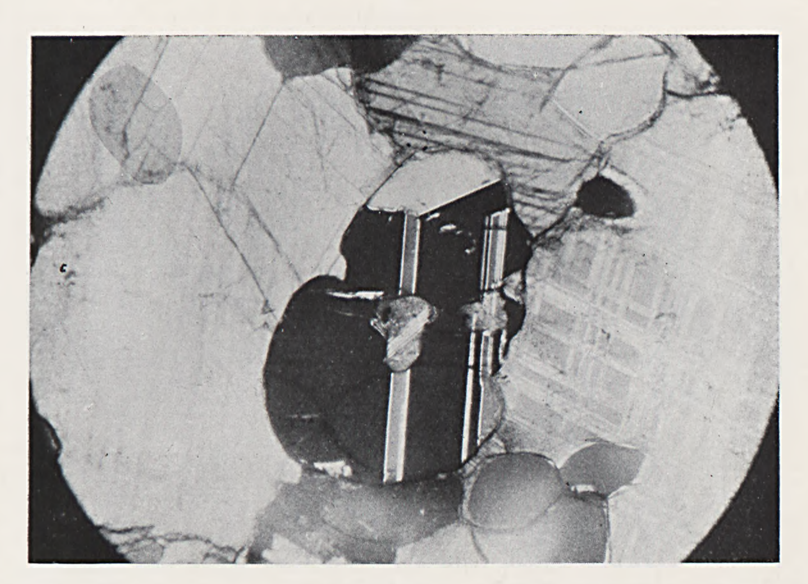


Fig. 99. Detail of fig. 98. Chondrodite crystal showing twinning along (001) and (305). — Nic. + Magn. 60 times.

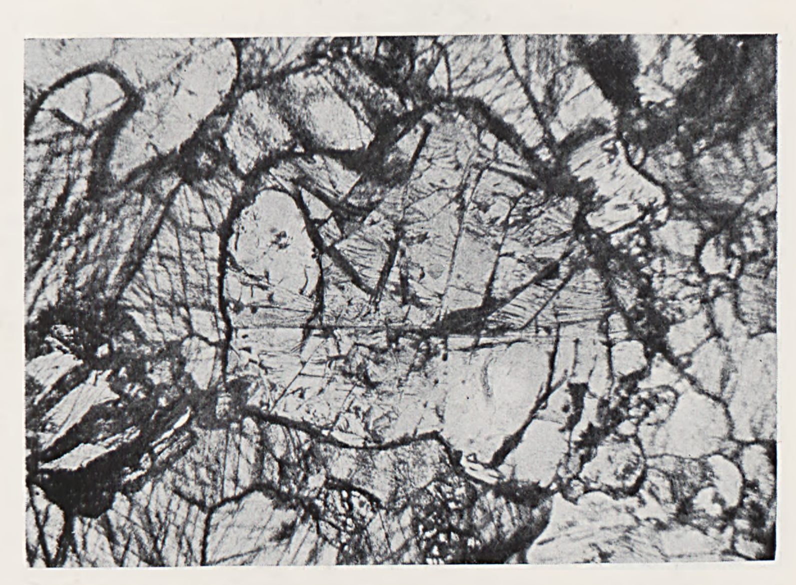


Fig. 100. Crystal of B-chondrodite altered into serpentine. Ord. light. Magn. 60 times.

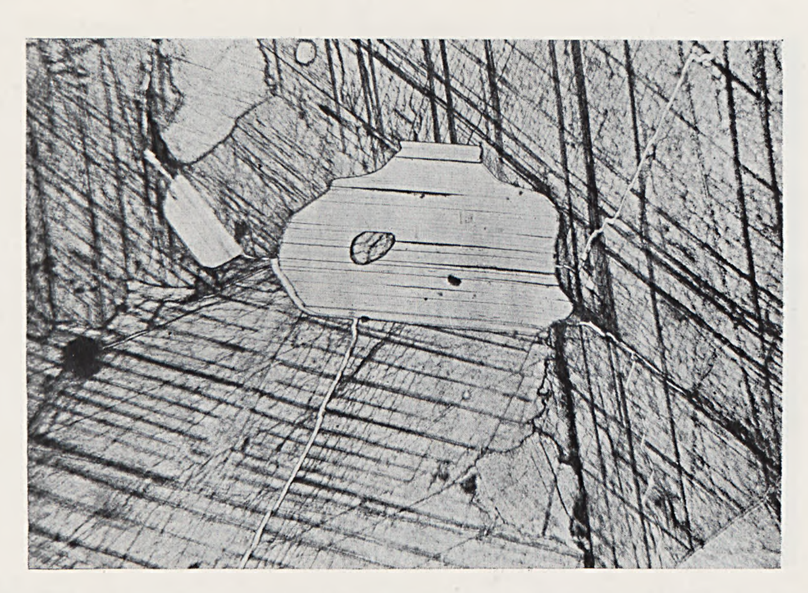


Fig. 101. Phlogopite crystal enclosing a corroded grain of calcite. Ord. light. Magn. 30 times.



Fig. 102. Titanite crystal in the diopside-contact of the lower dyke-series. Ord. light. Magn. 60 times.

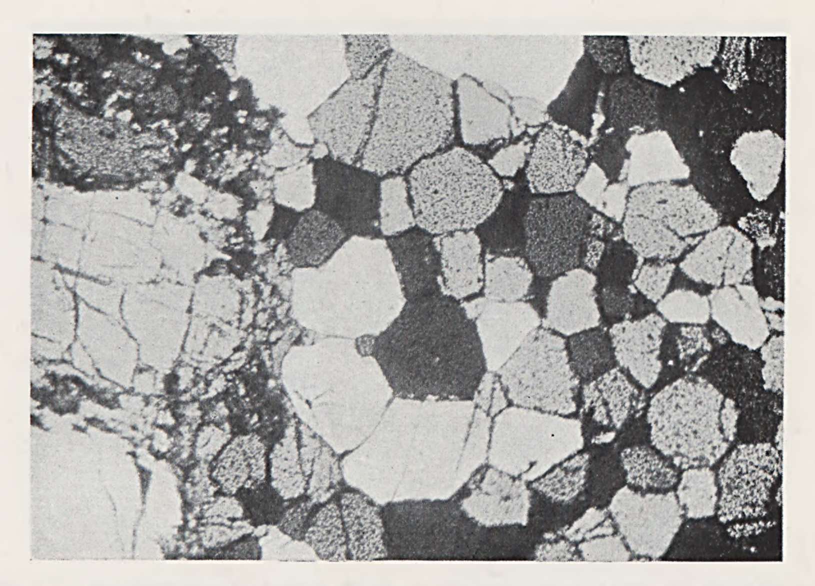


Fig. 103. Apatite-dyke showing pavement structure. On the left hand vesuvianite. Nic. + Magn. 30 times.

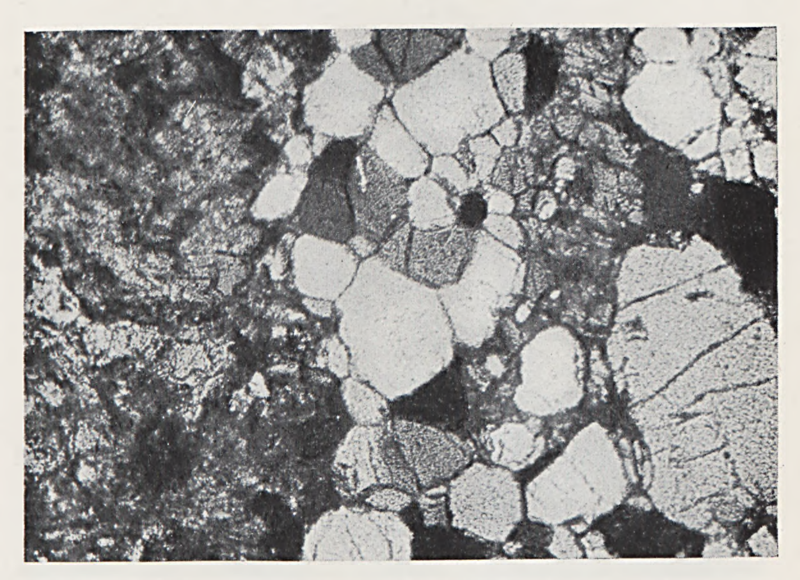


Fig. 104. Contact between apatite- and amphodelite-facies of a pegmatite dyke. Nic + Magn. 35 times.

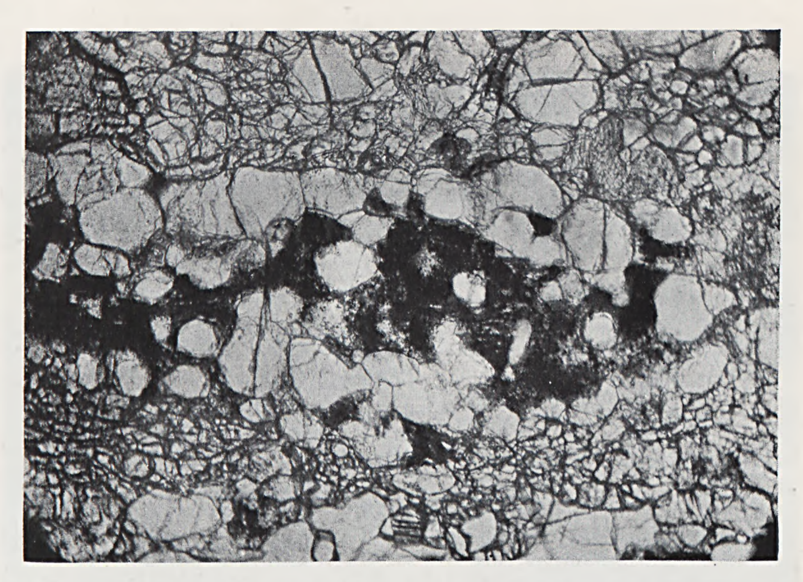


Fig. 105. Apatite-dyke. The dark spots in the centre of the dyke are amphodelite. On the outside of the apatite is seen vesuvianite with numerous »crocodile-skin»-like cleavages, bordering on solitary wollastonite crystals (not visible) and diopside. The neighbouring calcite is not in the picture. Ord. light. Magn. 30 times.



Fig. 106. Anorthite and scapolite enclosing remains of calcite and diopside. Nic. + Magn. 40 times.



Fig. 107. »Breccia-symplektite.» The dark groundmass is grossularite; the light, vesuvianite. Both are filled up with fragments of calcite, diopside, anorthite and scapolite. Nic. + Magn. 40 times.

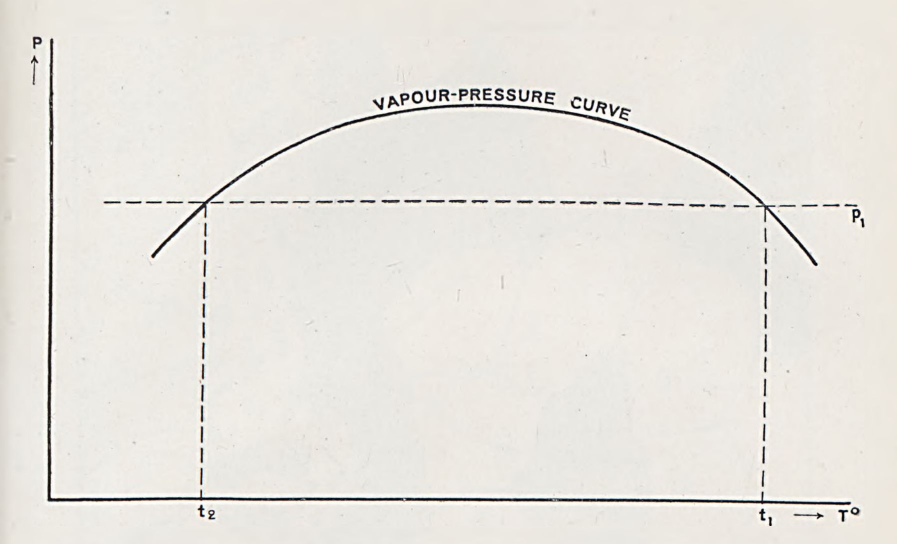


Fig. 108. Vapour-pressure diagram for saturated fluid magma (according to Niggli.).

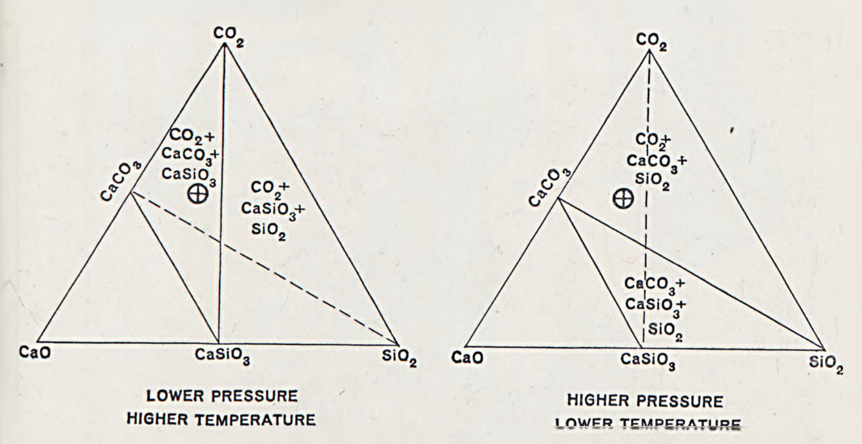
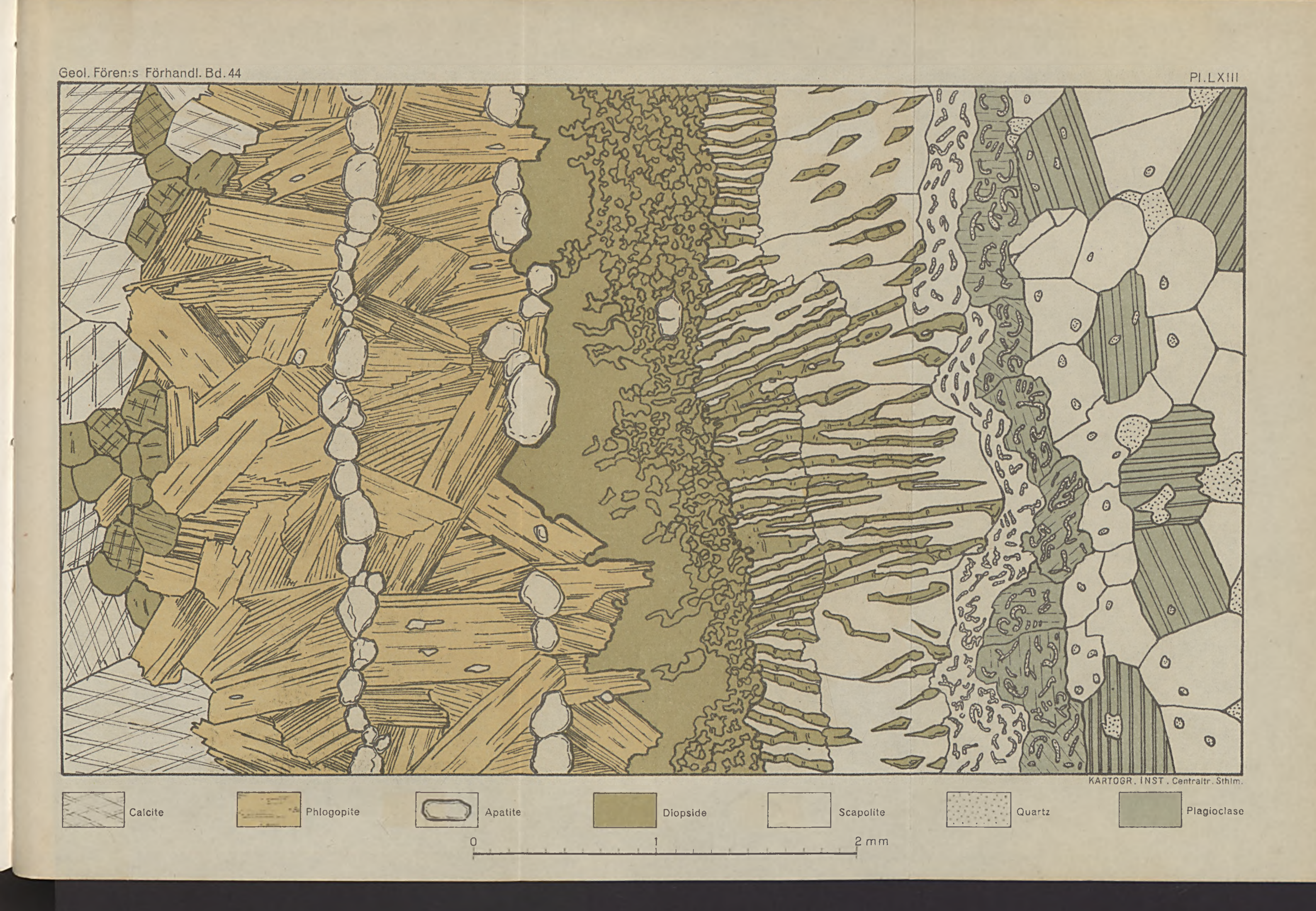
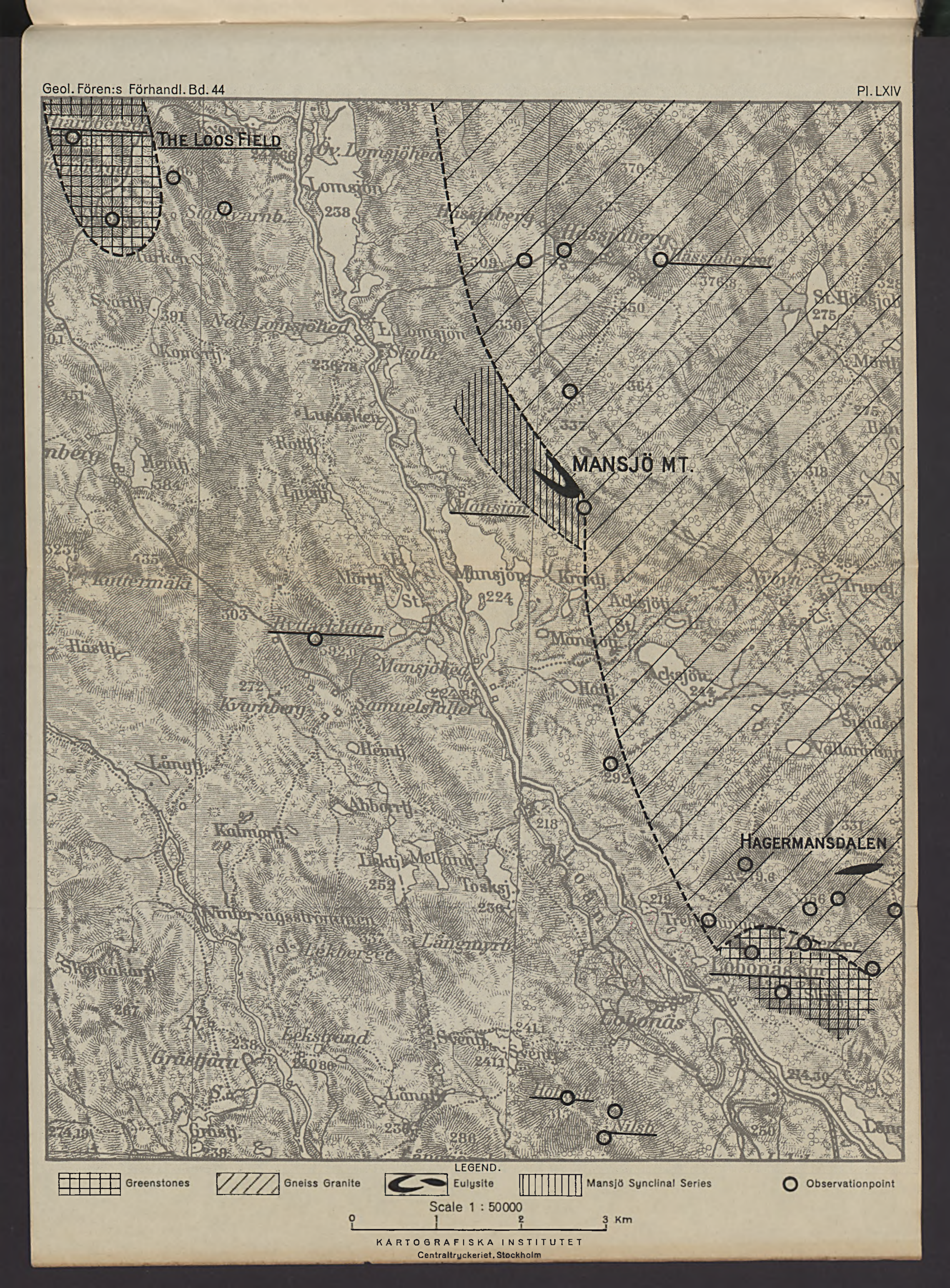


Fig. 109. Concentration-triangles $CaO : SiO_2 : CO_2$. Crosses indicate probable conditions at Mansjö Mt.


KARTOGR. INST. Centraltr. Sthlm.
Calcite
Phlogopite
Apatite
Diopside
Scapolite
Quartz
Plagioclase
0
1
2 mm



KARTOGRAFISKA INSTITUTET
Centraltryckeriet, Stockholm

LEGEND.

- ● Observationpoint, Greenstones
- ⊙ " , Graphite-bearing Rocks
- ⊕ Observationpoint, Peridotite
- ○ " , Granite, Gneiss-Granite
- ● Observationpoint, Fayalite-Rock
- ◎ " , Leptite

Scale 1 : 50000

0 1 2 3 Km

KARTOGRAFISKA INSTITUTET
Centraltryckeriet, Stockholm

KOLARKOJA

GÅNGSTIG FRÅN MANSJÖ GÅRD

TOPPGRUVAN

UTSIKTEN

DIAMANT-BORRHÅL No 2

DIAMANT-BORRHÅL No 1

STOLLEN

STORA KALKBROTTET

VÄSTRA KALKBROTTET

KALKUGNEN

MANSJÖ JÄRNGRUVA

PETROLOGICAL MAP OF THE MANSJÖ MT.

BY HARRY v ECKERMANN

META-DIABASE

GNEISS-GRANITE

PERIDOTITE

EULYSITE

AMPHIBOLITE

AMPHIBOLITE RICH IN PYRITE

DRILL-HOLE

CONTOUR INTERVAL ONE METER

GARNET-"SKARN"

MIGMATITES

PYROXENE-GNEISS

CRYSTALLINE SCHISTS

LIMESTONE

FAULT

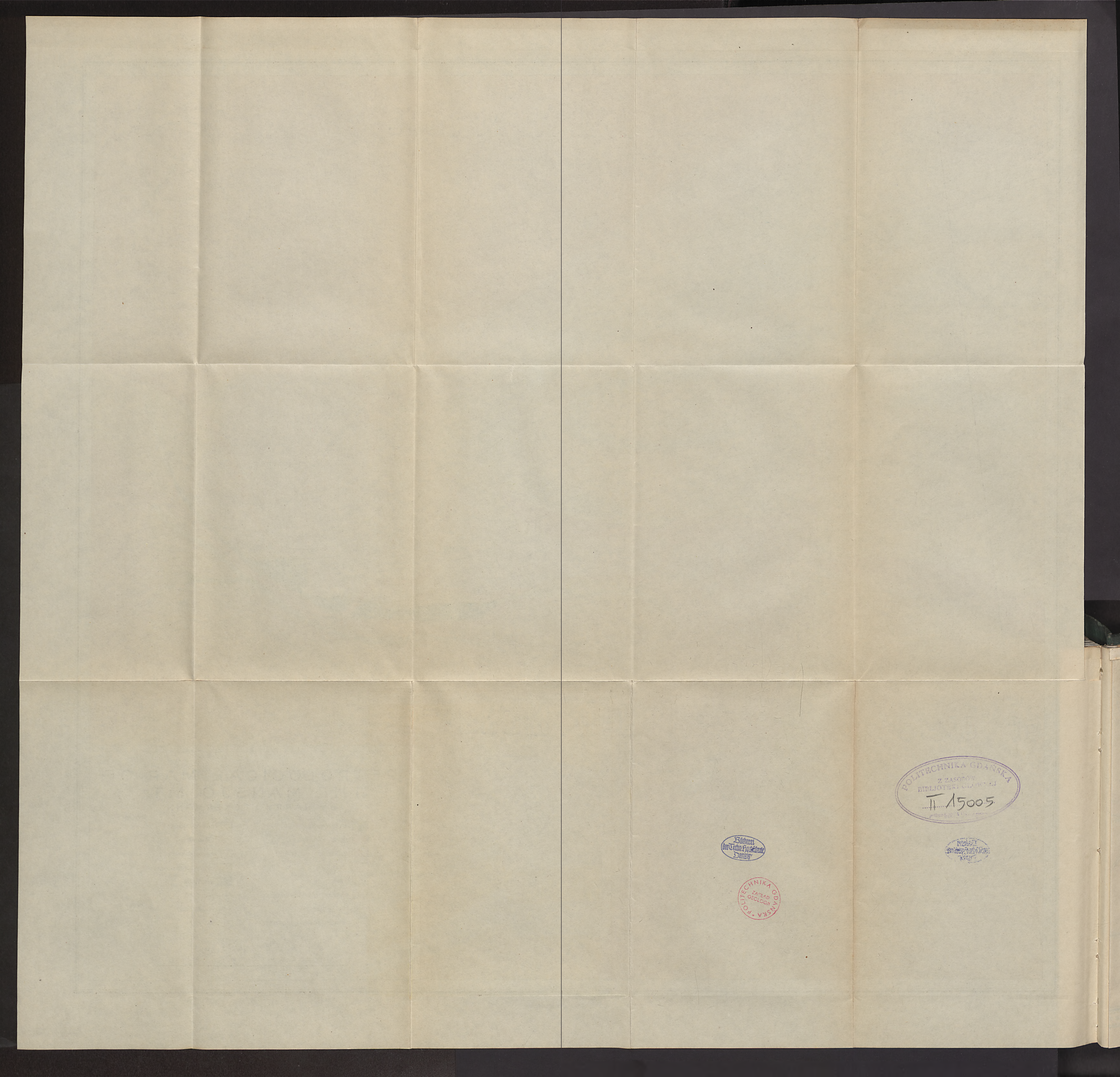
WATERFILLED QUARRY

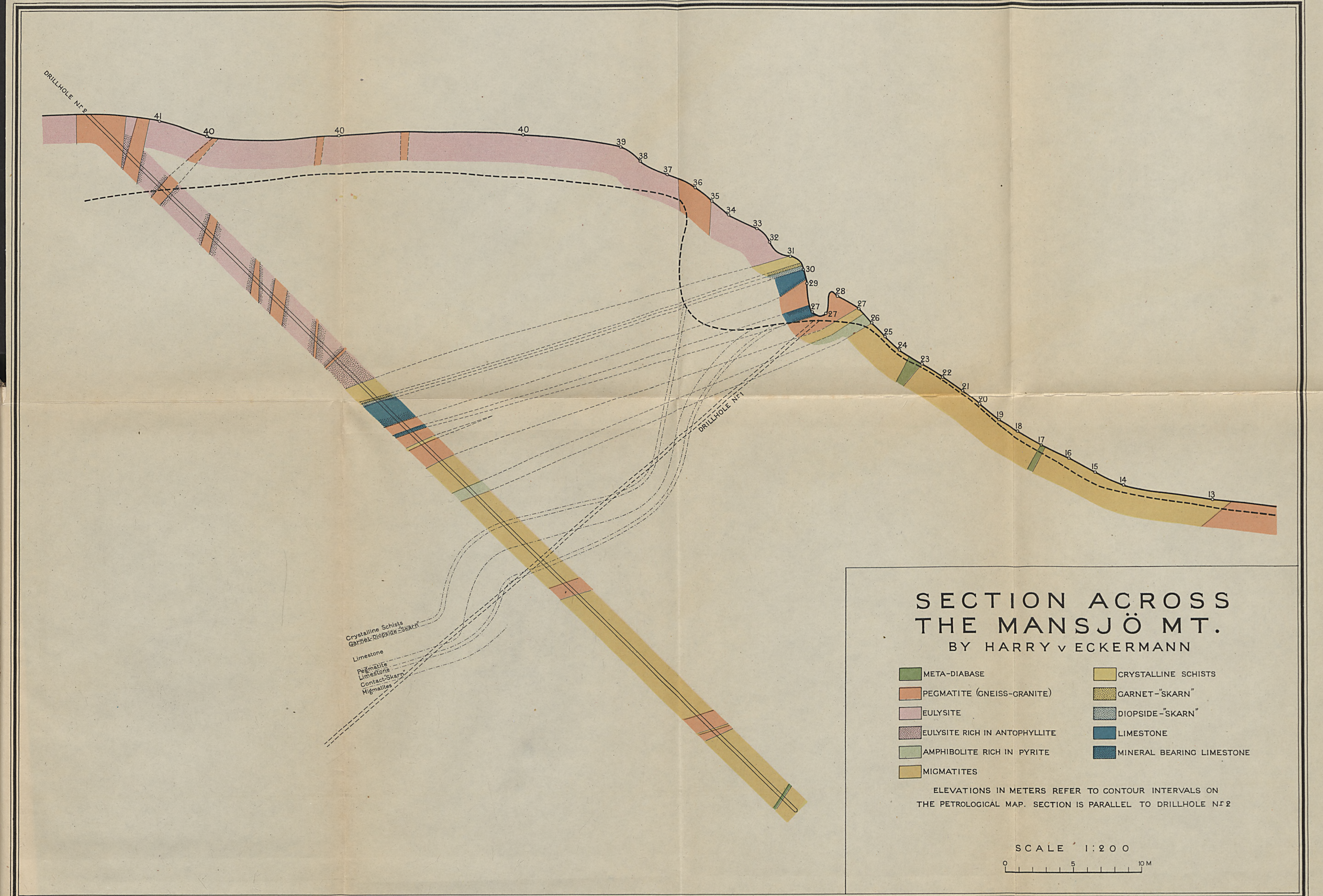
PATH

SCALE 1:500

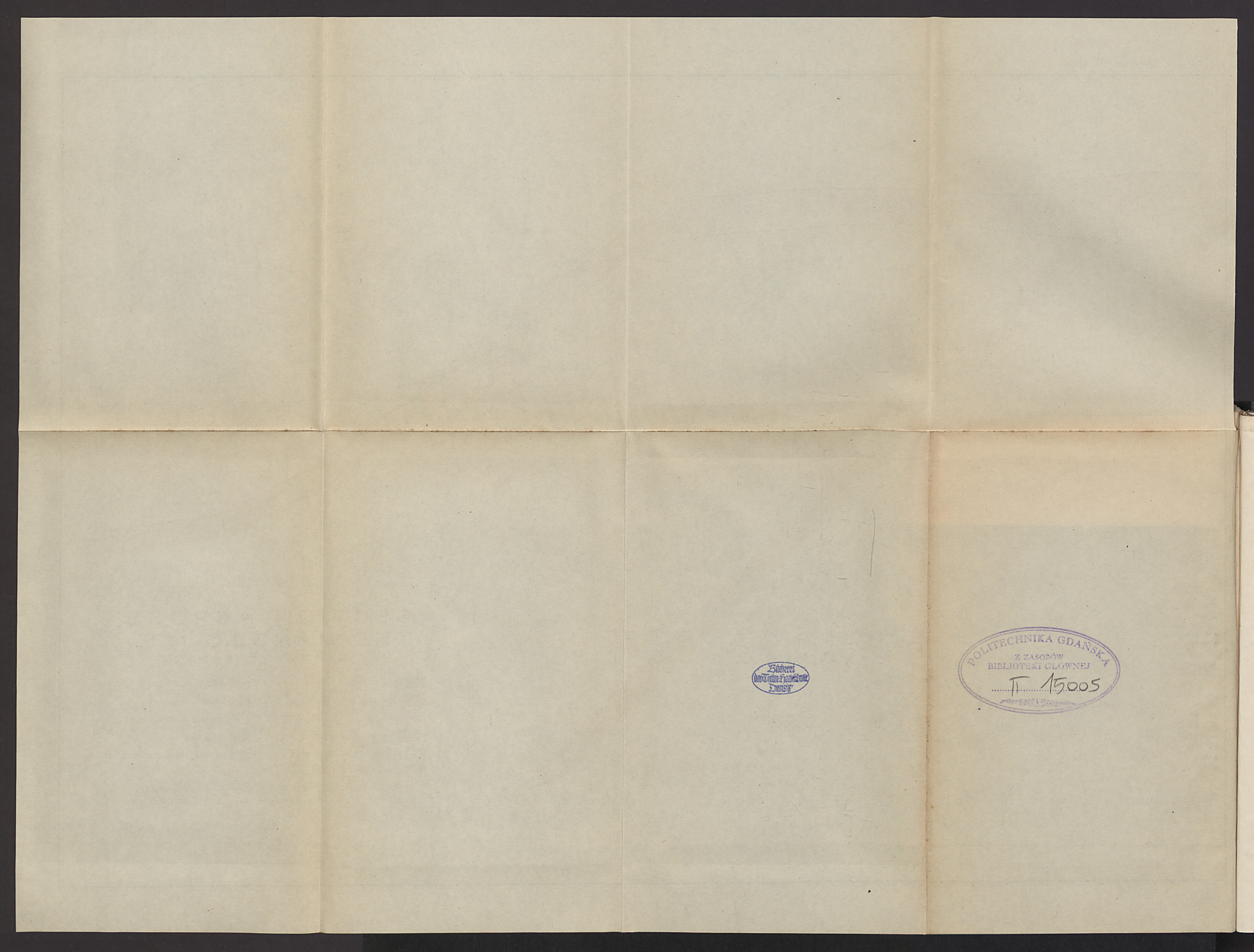
0 10 20 30 40 50 M

KARTOGRAFISKA INSTITUTET
Centraltryckeriet Stockholm





KARTOGRAFISKA INSTITUTET
Centraltryckeriet. Stockholm



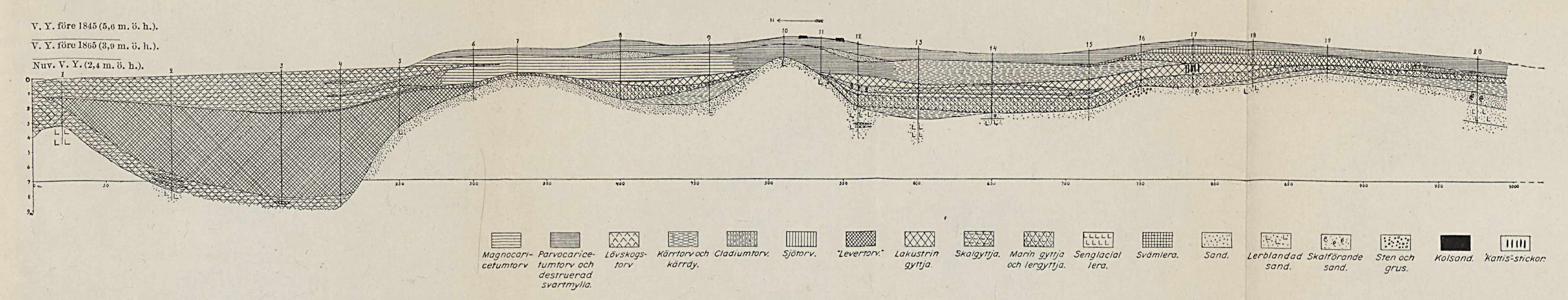


Fig. 1. Profil genom Nosabykärret.

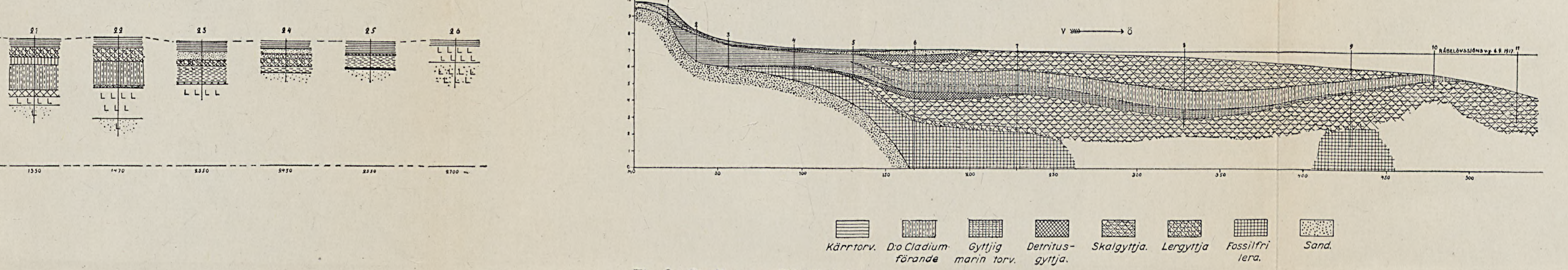
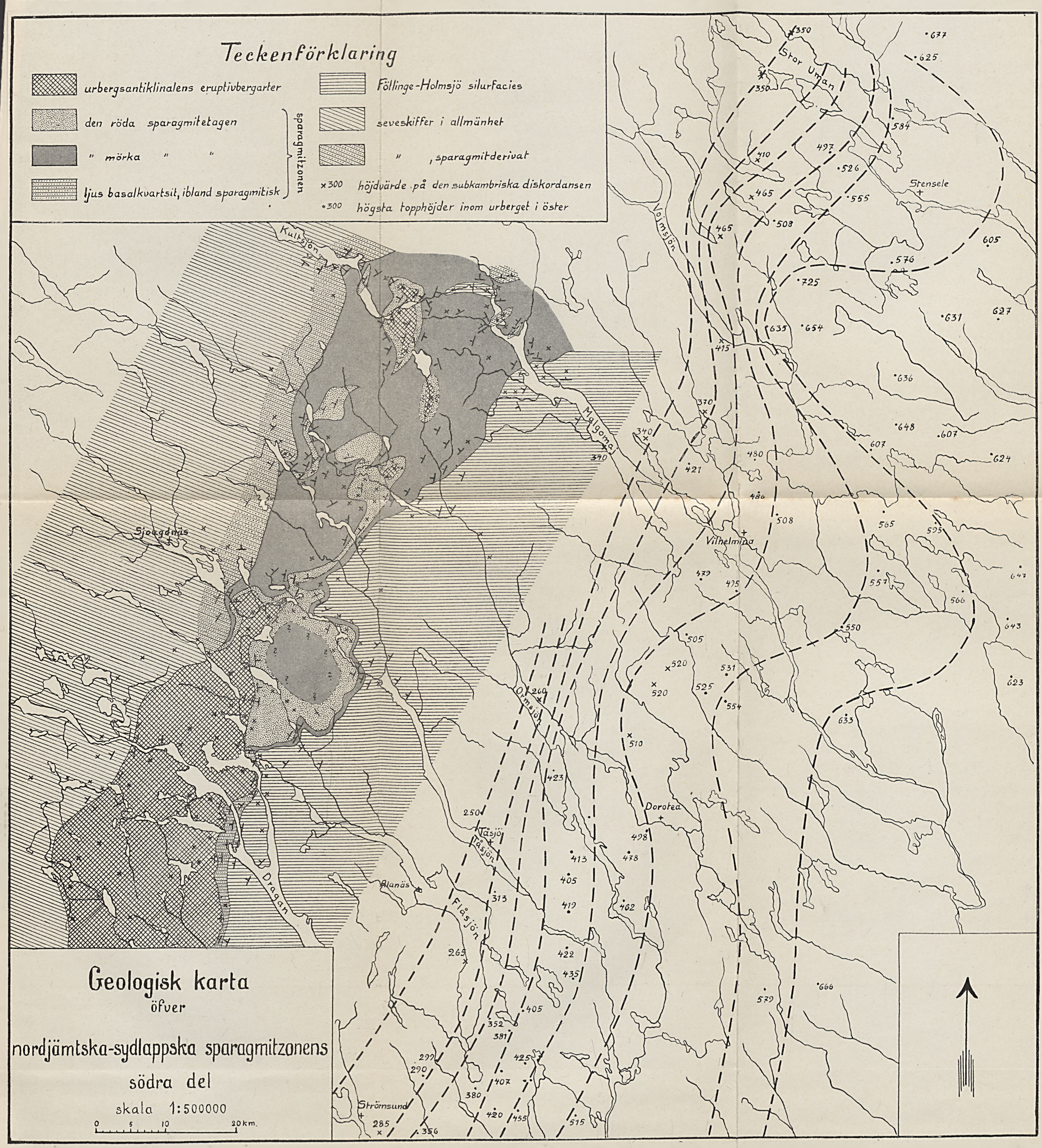
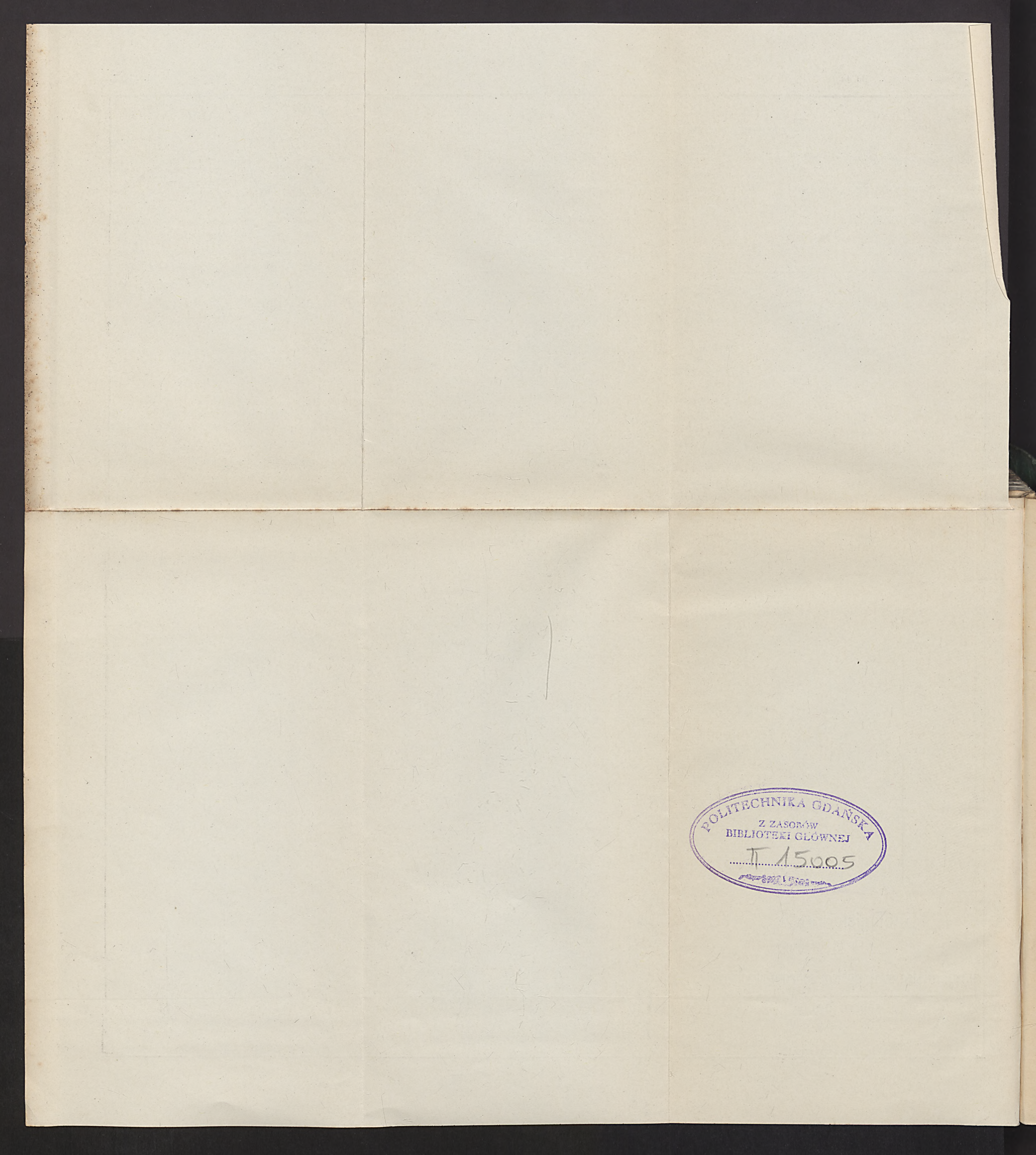
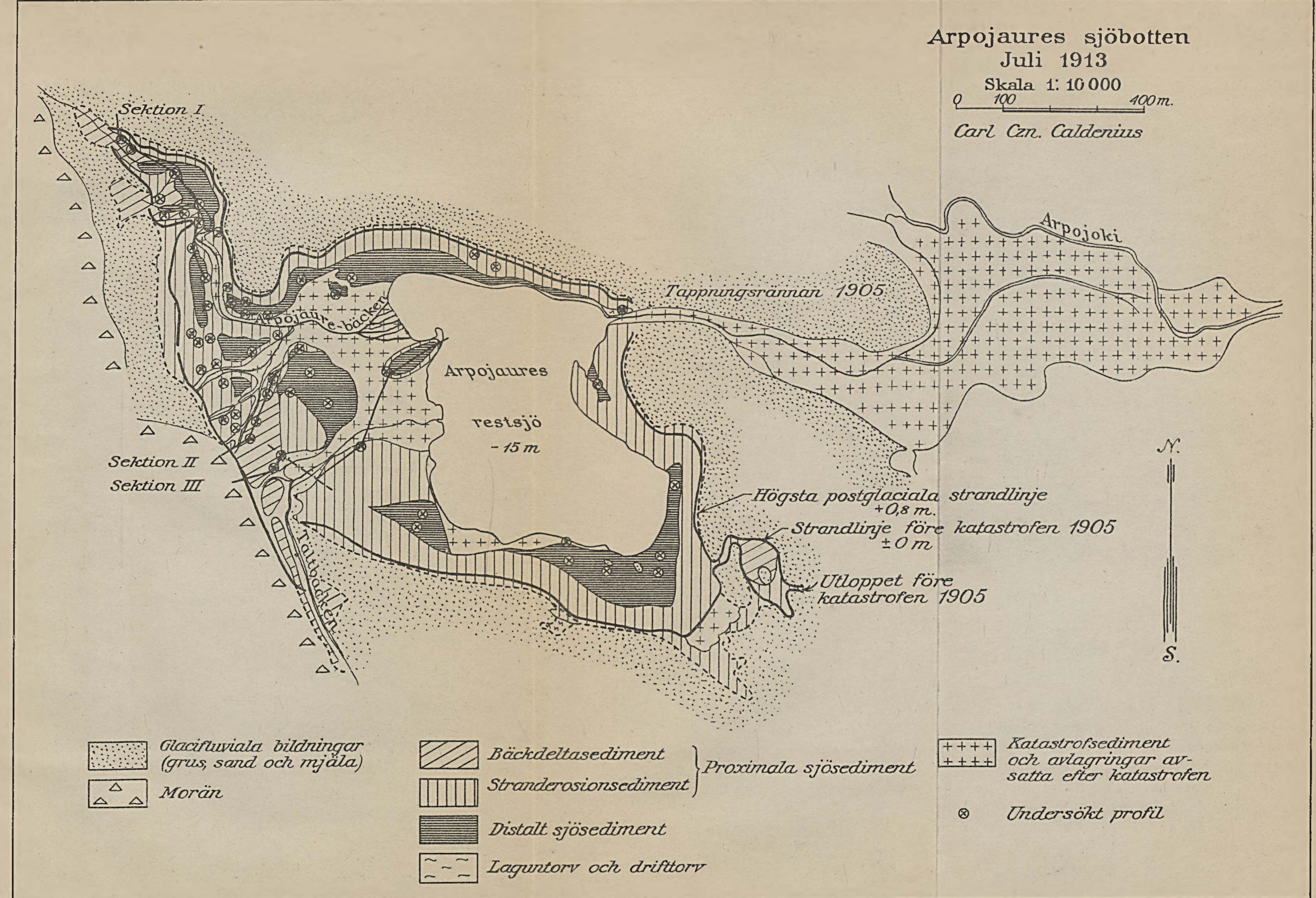


Fig. 2. Profil genom Råbelövskärret.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15005


Teckenförklaring
urbergsantiklinalens eruptivbergarter
den röda sparagmitetagen
" mörka " "
ljus basalkvartsit, ibland sparagmitisk
sparagmitzonen
Föllinge-Holmsjö silurfacies
seveskiffer i allmänhet
" , sparagmitderivat
×300 höjdvärde på den subkambriska diskordansen
•300 högsta topphöjder inom urberget i öster
Geologisk karta
öfver
nordjämtska-sydlappska sparagmitzonens
södra del
skala 1:500000
0 5 10 20 km.
Stor Uman
Stensele
Volmsjön
Malgomaj
Vilhelmina
Kultsjön
Sjougdnäs
Dorotea
Täsjö
Täsjön
Alanäs
Fläsjön
Dragan
Strömsund





GEN. STAB. LIT. ANST. STOCKH. 1922


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15005

SEKTIONER GENOM ARPOJAURES SJÖBOTTEN

JULI 1913

Carl Czn. Caldenius

HÖJDSKALA = 1: 400

LÄNGDSKALA = 1: 2000

Issjösediment
Rullstensgrus
Morän
Distalt sediment } Postglaciala sjösediment
Proximalt }
Anrikningszon av klapper
Vid och efter katastrofen avsatta lager

Yttre ackumulationsterrassen i sekt. III, delvis efter teckning av H. W:son Ahlmann.

SEKTION I

NNW — SSE

H.v.y. före katastrofen 1905 (±0 m)

Bäckens botten

SEKTION II

NNE — SSW

NE

H.v.y. ±0 m.

Katastrofterrass

Bäckens botten

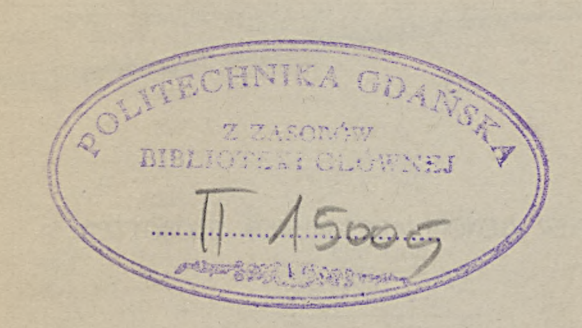
SEKTION III

SW

H.v.y. ±0 m.

Restsjön d.v.y.

GEN. STAB. LIT. ANST. STOCKH. 1922







N:o 348 1922 Jan.—Febr.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

BAND 44

HÄFTE 1—2.

Innehåll:

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers innehåll.

405

STOCKHOLM 1922
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
220270

Pris för detta häfte Kr. 6: —.

20/3

N:o 351 1922 Nov.—Dec.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I
STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR

BAND 44

HÄFTE 6—7.

Innehåll:

STOCKHOLM 1922
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
220270

Pris för detta häfte Kr. 5: —.

Geologiska Föreningens i Stockholm förhandlingar utkommer med 7 häften årligen; prenumeration mottages genom *Nordiska bokhandeln, Stockholm.* Genom samma bokhandel kan äfven i mån af tillgång erhållas:

Bd 2—30 à 20 kr.	Generalregister till
» 31 » 30 »	Bd 1—5 à 3 kr.
» 32 » 60 »	» 6—10 » 4 »
» 33—39 » 20 »	» 11—21 » 6 »
» 40 » 30 »	» 22—31 » 6 »
» 41—44 » 20 »	» 32—41 » 6 »

Lösa häften af alla banden till pris beroende på häftenas omfång.

Medlemmar af Föreningen erhålla genom skattmästaren de äldre banden af Förhandlingarna och Generalregistret till hälften af det ofvan upptagna bokhandelspriset. Å lösa häften lämnas ej prisnedsättning.

Geologiska Föreningens sekreterare, Professor Percy Quensel, träffas i Föreningens angelägenheter å Mineralogiska institutionen, Stockholms Högskola. Rikstel. 82 500. Efter kl. 6 e. m. Rikstel. 721 80

Föreningens **ordinarie möten** äga rum *första helgfria torsdag* i månaderna februari, mars, april, maj, oktober, november och december. Dagen för januarimötet bestämmes å decembersammankomsten. Personlig kallelse utfärdas till sammanträdena på därom gjord framställning till sekreteraren. Häftena utdelas tills vidare sammanträdesdagarna i januari, mars, maj och november.

Uppsatser, afsedda att införas i Förhandlingarna, insändas till Föreningens sekreterare Mineralogiska institutionen, Stockholms Högskola, *Stockholm.* Åtföljande taflor och figurer böra vara fullt färdiga till reproduktion, då de jämte uppsatsen sändas.

I Förhandlingarna må uppsatser — förutom på skandinaviskt språk — införas på engelska, franska eller tyska; dock vare författare skyldig att i de fall då Styrelsen anser sådant önskvärdt bifoga en resumé på skandinaviskt språk.

Därest korrektionskostnaderna för införd uppsats uppgå till mera än 16 kronor pr tryckark, vare författare skyldig att erlägga det öfverskjutande beloppet, såvida det uppgår till minst 10 kr. pr uppsats.

Författare erhåller gratis 75 separat af införda uppsatser.

Referat honoreras sålunda (Fören. beslut 7/12 1911):

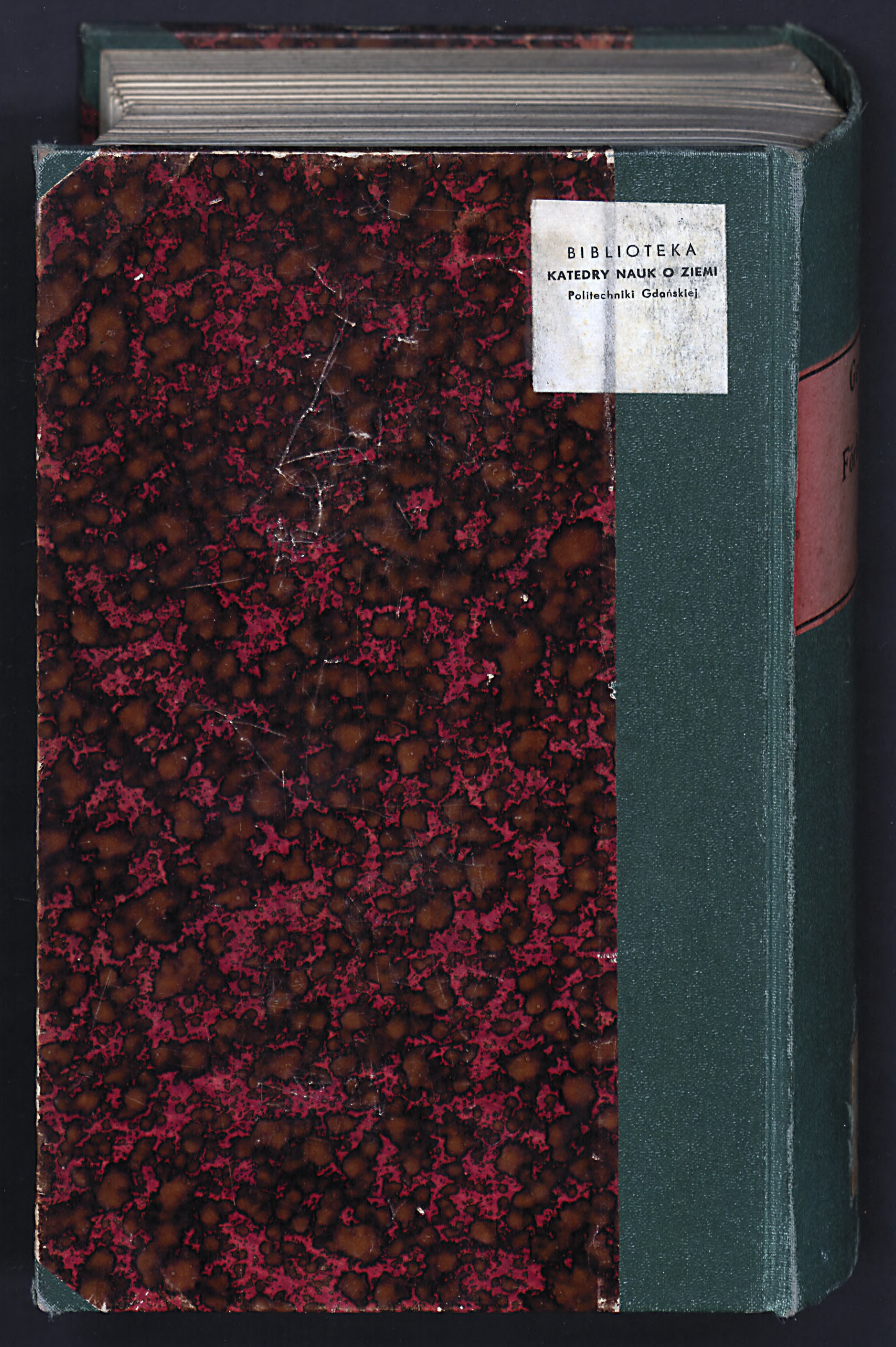
1:sta sidan eller del däraf	efter 20 öre pr tryckrad.
2:dra » » » »	» 15 » » »
3:dje » » » »	» 10 » » »

Följande sidor honoreras icke.

Anmälan om **föredrag** göres i god tid hos sekreteraren.

Ledamöternas årsafgifter, hvilka enligt § 7 af Föreningens stadgar skola vara inbetalda senast den 1 april, insändas till Föreningens skattmästare, Dr K. E. Sahlström, Sveriges geologiska undersökning, *Stockholm 50* till hvilken Föreningens ledamöter äfven torde insända uppgifter om *ändringar af adresser och titlar.* Årsafgifter, som ej äro inbetalda den 1 april, är skattmästaren skyldig att ofördröjligen inkräfva.

D W 70


BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej